

ANELIZE MANUELA BAHNIUK

**CONTROLES GEOLÓGICOS DA CARSTIFICAÇÃO EM  
METADOLOMITOS DA FORMAÇÃO CAPIRU - NEOPROTEROZÓICO,  
REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA, PARANÁ.**

Dissertação apresentada como requisito parcial  
à obtenção do grau de Mestre, Curso de Pós-  
Graduação em Geologia, Área de Concentração:  
Geologia Exploratória, Setor de Ciências da  
Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto

Co-orientadores:

Dr. Antonio Manuel de Almeida Rebelo

Dr. Nilo Siguehiro Matsuda

CURITIBA  
2007

*...líquidos e gases se esquecem. Mas as rochas se lembram.*

*A tarefa do geólogo é descobrir a memória das rochas...*

*Alvarez*



*Dedico este trabalho aos amores da minha vida, meus pais Emilio e Olinda ao exemplo dado ao longo de uma vida baseada em muito amor e perseverança. Aos meus irmãos Daniele e Theodoro, que me ensinaram o valor do companheirismo e do querer bem. A eles devo tudo e somente uma dedicatória é pouco para dizer o quanto eu os amo. E ao Robson, um amor para a vida toda!*

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não seria possível sem a colaboração de várias pessoas e instituições.

Início os meus agradecimentos a um dos maiores incentivadores desta dissertação, por quem tenho grande admiração e carinho, **Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto**, a quem agradeço também pela dedicação, orientação e amizade.

Ao Dr. **Antonio Manuel de Almeida Rebelo** por me co-orientar, participar de inúmeras discussões a respeito da evolução da paisagem e principalmente por ter me ensinado a fazer ciência.

Ao Dr. **Nilo Sigueiko Matsuda** pela co-orientação, pelo incentivo durante o trabalho, pelas valiosas discussões e por sua inefável amizade.

Agradeço ao Parque Municipal Gruta de Bacaetava sob a responsabilidade da Secretaria Municipal de Turismo da Prefeitura Municipal de Colombo. Ao Sr. **Pedro Guarise**, proprietário da Pedreira Solofiller, pela atenção e por ter liberado as inúmeras visitas a pedreira.

A PETROBRAS por ter fomentado o Projeto Petrocal, no qual está inserido este trabalho. Agradeço em especial aos geólogos Dr. **Almério Barros França**, pela leitura da qualificação, pelas dicas e pela amizade, a **Ricardo Jahnert** pelas discussões e ensinamentos, a **Maria Dolores de Carvalho**, por ter me recebido e auxiliado durante a visita técnica ao Centro de Pesquisas Leopoldo Miguez (PETROBRAS/CENPES). Agradeço também ao laboratório de Isótopos (PETROBRAS/CENPES/GEOQ), na pessoa do químico Jorge Oliveira.

Agradeço ao Laboratório de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná e aos amigos do LAMIR, por todo o apoio, tanto nas análises químicas e mineralógicas, bem como, pelo apoio moral, os quais foram fundamentais para execução deste trabalho.

Não poderia deixar de agradecer aos amigos que participaram direta ou indiretamente deste trabalho. Aos que agüentaram inúmeras apresentações sobre a Gruta de Bacaetava, a Camila Cunha Medina, a Alice Bonatto de Castro, a Larissa Juschaks, ao Eduardo Mezzomo, ao Tiago Rossi, a Luciane Prado e Rodrigo Secchi. E aos que ajudaram diretamente no final da dissertação, à Dra. Cristina Valle Pinto-Coelho, pelas valiosas discussões e amizade, a finlandesa mais brasileira que já conheci, Salla Talviki Eeva, ao Luciano Moreira Ceolin pelas discussões e ajuda na revisão do trabalho, a Daniele Cristina Bahniuk pela paciência e a Ednilson Roberto pela confecção dos mapas.

A todos os professores e funcionários do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, que diretamente me ajudaram na realização deste trabalho, pela amizade, incentivo e orientação.

Finalmente, agradeço a toda a sociedade, a qual contribui para a manutenção desta universidade pública e de qualidade.

## RESUMO

Este trabalho tem por objetivo caracterizar a influência dos controles geomorfológicos, estruturais e principalmente faciológicos nos processos de carstificação em metadolomitos da Formação Capiçu, Grupo Açungui, Neoproterozóico, na Região Metropolitana de Curitiba (RMC), Estado do Paraná. O estudo foi desenvolvido num corte de pedra (Pedreira Solofiller) e na Gruta de Bacaetava, localizadas no Município de Colombo. Com base em produtos de geoprocessamento, levantamentos de campo para aquisição de dados estruturais e faciológicos, análises petrográficas, químicas, mineralógicas e isotópicas, integradas à interpretação dos processos de dissolução, apresenta-se uma concepção da carstificação, ressaltando o papel da faciologia. Nos controles geomorfológicos, tem-se que as cavernas ocorrem nas cotas entre 800 e 900 metros e que as drenagens de 1ª ordem formam sumidouros e/ou dolinas, enquanto o Rio de Bacaetava, de 2ª ordem, com direção aproximada leste – oeste, é responsável pela abertura e ampliação da gruta. O sistema hidrográfico do Rio Bacaetava é coletado pelo Rio Capivari (3ª ordem), na cota de 750 metros. Como controle estrutural, tem-se que as principais direções estruturais da região de Morro Grande são predominantemente N20-30E, N30-50W e EW. Estas direções estão relacionadas à evolução dos sistemas cársticos da Gruta de Bacaetava, pois as direções das fraturas EW são as mesmas do acamamento e da abertura da caverna, onde há um predomínio horizontal da dissolução. As fraturas abertas de direção N20-30E estão relacionadas às fendas de dissolução, onde há predomínio vertical da dissolução e fazem a ligação entre os salões da gruta. As fraturas fechadas N30-50W são responsáveis pela ornamentação da Gruta de Bacaetava. De acordo com as características estruturais, observou-se que na área da Bacaetava, as direções principais e definidoras da dissolução são as direções NE e EW. Na faciologia, enfoque principal deste trabalho, tem-se que a seqüência deposicional possui aproximadamente 90,0 m de espessura, composta por metadolomitos. A seção foi dividida em quatro unidades as quais englobam diferentes *fácies*: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), maciço (Mma), estromatólitos colunares (Mec), maciço impuro (Mmi), estromatólitos bifurcados (Mbi) e microbial trombolítico (Mmt), onde predominam dolomita e calcita (>90% dolomita) e no Mmi, com predomínio de quartzo (35% SiO<sub>2</sub>), dolomita e calcita. Do ponto de vista metamórfico, as rochas do Grupo Açungui enquadram-se na *fácies* xisto verde, sendo a *fácies* sedimentar impura mais deformada. Resultados isotópicos obtidos de <sup>18</sup>O (-7.07 até -4.03) e de <sup>13</sup>C (-3.48 até -0.3) no CO<sub>3</sub> de dolomita e calcita indicam diagênese influenciada por águas meteóricas. Verificou-se que as unidades 2 e 4 por representadas pelas *fácies* Mmi, com baixa permeabilidade, apresentam pouca ou nenhuma dissolução. A unidade 1, por estar situada abaixo do nível de dissolução local, também não apresenta dissolução. Por fim, a unidade 3, representada pela *fácies* trombolito é a que apresenta as maiores taxas de dissolução, devido à sua textura característica (trombolito), favorecida também, pela variação da granulação da dolomita. Por conseqüência, é a *fácies* onde ocorrem as maiores cavidades na área.

Palavras chave: Gruta de Bacaetava, Grupo Açungui, dissolução, faciologia, carste.

## ABSTRACT

The present paper aims to characterize the influence of geomorphologic, structural, and principally, facilogic controls to identify the karstification processes in metadolomites of Capiru Formation of Neo-Proterozoic Açungui Group, at the Metropolitan Area of Curitiba, State of Paraná. The study area performed is the Solofiller Quarry (*Pedreira Solofiller*) and the Bacaetava Cave (*Gruta de Bacaetava*), both localized in the municipality of Colombo. Based on the products of geoprocessing, field studies for structural and faciological data, and petrographic, chemical, mineralogic and isotopic analysis, integrated to the interpretation of dissolution processes, a concept of karstification is revealed with its focus on the faciology. The geomorphologic controls show that the caves occur at the topographic levels between 800 and 900 meters, and that the first order drainage forms sinkholes and/or dolines whilst the East-West second order Bacaetava river, is responsible for the opening and amplification of the cave. The hydrographic system of the Bacaetava river is collected by the Capivari river (third order) at the altitude of 750 meters. As for the structural controls, the principle directions of the Morro Grande region are predominantly N20-30E, N30-50W and EW. These structural directions are directly related to the evolution of the karstic systems of the Bacaetava Cave, where the EW fractures correspond to bedding planes and the opening of the cave, where the dissolution is chiefly horizontal. The N20-30E open fractures are related to the cracks, with mainly vertical dissolution, connecting the rooms inside the cave. The closed N30-50W fractures are responsible for the ornamentation of the Bacaetava Cave. According to the structural characteristics observed in regional, mesoscopic and macroscopic scales, has been that in the area of the Bacaetava cave must important the directions of dissolution are NE and EW. The faciology, the main focus of the present study, shows that the deposicional sequency is approximately 90,0 meters thick, constituted principally by metadolomites. The section was divided into four units comprising different *facies*: metadolomite with biogenic structures (Meb), massive (Mma), columnar stromatolites (Mec), massive with impurities (Mmi), bifurcated stromatolites (Mbi) and microbial trombolite (Mmt), composed mainly of dolomite and calcite (>90% of dolomite), and Mmi, with predominant quartz (35% SiO<sub>2</sub>), dolomite and calcite. The rocks of the Açungui Group belong to the Greenschist Facies, where the impure sedimentary *facies* are the most deformed. The isotopic results obtained from <sup>18</sup>O (-7,07 to -4,03) and <sup>13</sup>C (-3,48 to -0,30) from CO<sub>3</sub> of dolomites and calcites, indicate that the diagenesis was influenced by meteoric waters. It was verified that the units 2 and 4, representing the *facies* Mmi with low permeability, shows low or no dissolution. On the other hand, the unit 1, for situating below the local level of dissolution, is also insoluble. Finally, the unit 3, represented by trombolite *facies*, is the one with major rates of dissolution, due to its distinct texture, also favoured by the crystallinity variation of dolomite. Consequently, this is the *facies* where most of the caving occurs.

Keywords: Gruta de Bacaetava, dissolution, faciology, structural and geomorphology

## Sumário

Agradecimentos.....	xi
Resumo.....	vii
Abstract.....	viii
Lista de Figuras.....	ix
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS .....	3
1. 2.1 Objetivo.....	3
1.2.2 Justificativa .....	3
1.3 LOCALIZAÇÃO E APRESENTAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO .....	4
1.3.1 Localização e vias de acesso.....	5
1.3.2 A Gruta de Bacaetava .....	7
1.3.3 A Pedreira Solofiller .....	9
<b>2 MEIOS E MÉTODOS.....</b>	<b>10</b>
2.1 AVALIAÇÃO REGIONAL .....	10
2.1.1 Delimitação da área .....	10
2.1.2 Análise hipsométrica .....	10
2.1.3 Análise geológica.....	11
2.2 AVALIAÇÃO MESOSCÓPICA .....	11
2.2.1 Foto-interpretação.....	11
2.2.2 Aquisição de dados estruturais .....	12
2.3 AVALIAÇÃO MACROSCÓPICA .....	12
2.3.1 Levantamentos de campo.....	13
2.3.2 Análise Petrográfica .....	13
2.3.3 Análise Petrográfica por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) .....	14
2.3.4 Análise Mineralógica .....	14
2.3.5 Análise Química.....	15
2.3.6 Análise de Isótopos Estáveis .....	16
2.4 CONCEITOS UTILIZADOS.....	17

<b>3. REVISÃO DA BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>19</b>
3.1 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO CAPIRU, GRUPO AÇUNGUI .....	19
3.1.1 Generalidades .....	19
3.1.2 Contexto Tectono-Estrutural .....	21
3.1.3 – Estratigrafia da Formação Capiru.....	23
3.1.4 Contexto Fisiográfico e Geomorfológico .....	25
3.2 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE UM SISTEMA CÁRSTICO .....	28
3.2.1 Revisão sobre carste .....	28
3.2.2 Tipos de carste .....	31
3.3 INTERAÇÃO DOS CONTROLES DA CARSTIFICAÇÃO.....	33
3.3.1 Estudos sobre carste e geomorfologia .....	33
3.3.2 Estudos sobre carste e estrutural.....	34
3.3.3 Estudos sobre carste e faciologia .....	35
3.4 REVISÃO SOBRE CARSTE NO BRASIL .....	35
 <b>4. GEOLOGIA DA ÁREA .....</b>	<b>37</b>
4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA .....	37
4.2 LITOFÁCIES DA REGIÃO ESTUDADA .....	39
 <b>5 CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS NA CARSTIFICAÇÃO.....</b>	<b>41</b>
5.1 GENERALIDADES .....	41
5.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS .....	41
5.3 SISTEMAS DE DRENAGEM .....	46
5.4 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	49
 <b>6 CONTROLES ESTRUTURAIS NA CARSTIFICAÇÃO .....</b>	<b>51</b>
6.1 INTRODUÇÃO.....	51
6.2 ANÁLISE GEOMÉTRICA.....	51
6.2.1 Caracterização das Foliações .....	52
6.2.2 Caracterização das morfoestruturas regionais e mesoscópica.....	54
6.2.3 Caracterização das famílias de fraturas .....	57
6.3 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	62

<b>7. CONTROLES FACIOLÓGICOS NA DISSOLUÇÃO .....</b>	<b>64</b>
7.1 INTRODUÇÃO.....	64
7.2 PEDREIRA SOLOFILLER.....	64
7.2.1 Caracterização macroscópica e petrográfica das unidades da Pedreira Solofiller.....	65
7.2.2 Evolução faciológica da Pedreira Solofiller.....	89
7.2.3 Caracterização química e mineralógica da Pedreira Solofiller.....	92
7.3 GRUTA DE BACAETAVA .....	95
7.3.1 Caracterização das litologias e das taxas de dissolução na Gruta de Bacaetava.....	97
7.3.2 Caracterização química e mineralógica da Gruta de Bacaetava .....	103
7.4 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA .....	104
7.4.1 Generalidades .....	105
7.4.2 Análise isotópica .....	105
7.6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	108
 <b>8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES .....</b>	 <b>109</b>
8.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	110
8.2 RECOMENDAÇÕES .....	111
8.2 RECOMENDAÇÕES .....	112
 <b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	 <b>113</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da Faixa Capiçu na RMC. (Modificado de Bigarella, 1958). .....	2
Figura 2 - Localização da Pedreira Solofiller e da Gruta de Bacaetava (Fonte:Imagem do Google Earth).-4	
Figura 4 - Perfil longitudinal da Gruta de Bacaetava, demonstrando a divisão dos salões no interior da Gruta. Fonte: GEEP Açungui. ....	7
Figura 5 - Sumidouro da Gruta de Bacaetava. ....	8
Figura 6 - Entrada para o salão principal da Gruta de Bacaetava.-.....	8
Figura 7 - Visão parcial da Pedreira Solofiller (direção SW).....	9
Figura 8 - Visão parcial da Pedreira Solofiller (direção EW), com indicação da Gruta de Bacaetava a norte.-. ....	9
Figura 9 - - Mapa com a distribuição dos blocos com os conjuntos litológicos do Grupo Açungui. O Bloco E representa os metassedimentos da Formação Capiçu. (Modificado de Fiori & Gaspar, 1993). ....	21
Figura 10 - Superfícies aplainadas no Primeiro Planalto Paranaense (Ab'Saber e Bigarella, 1961). 1 – paleoplano pré Formação Furnas, 2 – Superfícies do Purunã (Pd3), 3 – Superfície do Alto Iguaçu (Pd2), 4 – superfície de Curitiba (Pd1). Fonte: Modificado de Riffel .....	27
Figura 11 - Dolinas de dissolução (a) e de colapso (b). Fonte: Karmann, 1994. ....	31
Figura 12 - Origem de uma uvala a partir da coalescência de duas dolinas. Fonte: Karmann, 1994.....	32
Figura 13 - Mapa geológico da Região da Gruta de Bacaetava. (Modificado de MINEROPAR, 2005)-.....	38
Figura 14 - Perfil esquemático da Pedreira Solofiller com as litofácies divididas em três unidades .....	40
Figura 15 - Foto área, onde são observadas as diferenças na morfologia do terreno das Bacias do Alto Iguaçu e Açungui-Ribeira. Notar a área de estudo no detalhe a N/NE. Fonte: COMEC (1996). ....	43
Figura 16 - Mapa Hipsométrico da Região da Gruta de Bacaetava com as feições cársticas identificadas .....	44
Figura 17 - Histograma de frequência acumulada, oriunda da relação quantidade de cavernas em determinados intervalos altimétricos. Observar a presença de 85% das cavernas, entre 800 e 900 ms de altitude. Fonte: Projeto Petrocal. ....	45
Figura 18 - Rio Bacaetava de direção EW, controlado pela estrutural. ....	46
Figura 19 - Bacia hidrográfica do Rio Bacaetava, observar a ordem das drenagens. ....	48
Figura 20 - Sumidouro do Rio Bacaetava, quando o rio torna-se subterrâneo. ....	49
Figura 21 - Ressurgência do Rio Bacaetava, rio volta à superfície. ....	49
Figura 22 - Afloramento da Pedreira Solofiller (A), no detalhe (B), observar a alternância de níveis de diferente cores, definidos como acamamento reliquiar (Sn//S0). ....	53
Figura 23 - Na fotomicrografia A é observada a foliação Sn, paralela a S0 (NX, 1,25x). Na fotomicrografia B, são observados cristais de quartzo orientados, definindo a foliação Sn (NX, 5x). ....	54



Figura 24 - Foto aérea (A), destacando a foto interpretação (B) com as principais direções dos alinhamentos e lineações da área.....	55
Figura 25 - (A) Diagrama de rosetas para comprimento acumulado, oriundo do traçado dos principais alinhamentos estruturais e (B) Diagrama de rosetas para frequência acumulada, provinda do traçado das principais lineações estruturais da área estudada. ....	56
Figura 26 - (A) Diagrama de rosetas para comprimento acumulado (alinhamentos estruturais) e (B) Diagrama de rosetas para frequência acumulada (lineações estruturais). ....	57
Figura 27 - Três direções principais das famílias de fraturas encontradas na Pedreira Solofiller.....	58
Figura 28 - Diagrama de rosetas das famílias de fraturas 1, 2 e 3.....	59
Figura 29 - Família 1: fraturas abertas, com direção NE, na Gruta de Bacaetava estão associadas as fendas de dissolução. Na atualidade encontra-se abertas por dissolução.....	59
Figura 30 - Família 2: fraturas abertas e estão associadas à abertura e evolução da Gruta de Bacaetava. Esta direção coincide com a direção do acamamento (So), tanto na Gruta de Bacaetava quanto na Pedreira Solofiller. ....	60
Figura 31 - Família 3 com direção NW caracterizadas por fraturas fechadas que no interior da gruta é a principal direção de ornamentação. ....	61
Figura 32 - Processos de dissolução associados a interceptação das fraturas. ....	62
Figura 33 - Desenho esquemático da dobra sinforme com as principais direções de fraturamento (A), direção do fluxo do Rio Bacaetava, dentro da Gruta homônima (B). ....	62
Figura 34 - Vista parcial da Pedreira Solofiller, observar as diferentes cores das rochas metadolomíticas. Apresenta diferentes fácies de metadolomitos que são divididas em 4 unidades. ....	65
Figura 35 - Perfil esquemático com as litofácies da Pedreira Solofiller, destacando a unidade Solo 01, que foi dividida em três fácies: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço (Mma) e metadolomito com estromatólitos colunares (Mec).....	66
Figura 36 - Fácies metadolomito com esteiras biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - esteiras microbianas que variam de milimétricas a centimétricas, com variação da cor entre cinza claro (c) e escuro (e). ....	68
Figura 37 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - alternância de níveis milimétricos de diferente cor (A), no topo o material está brechado (B).....	69
Figura 38 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - grumos micríticos (setas), estruturas plano-paralelas com matriz de granulação média (NX, 1,25x).....	70
Figura 39 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - provável pseudomorfo de anidrita. (NX, 1,25x). ....	70
Figura 40 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller (A) Fotomicrografia de grumos micríticos e a presença de esteiras rompidas, (B) Fotomicrografia com esteiras rompidas em diferentes direções. (NX, 1,25x).....	70
Figura 41 - Fácies Metadolomito com Estromatólitos Colunares (Mec), Pedreira Solofiller - estromatólitos colunares crescendo a partir de um substrato laminado (esteiras) (A), sendo subcilíndricos e afunilados na base (B). ....	71

Figura 42 - Fácies Metadolomito com Estromatólitos Colunares (Mec), Pedreira Solofiller - observadas laminações estromatolíticas compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações variam de planares a onduladas. (NX, 1,25x) .....	72
Figura 43 - Fácies Metadolomito com Estromatólitos Colunares (Mec), Pedreira Solofiller - observadas laminações estromatolíticas compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações variam de planares a onduladas. (NX, 1,25x)– .....	72
Figura 44 - Fácies Metadolomito com estrutura maciça (Mma), de cor cinza médio. Na base da foto observa-se a intercalação com a fácies metadolomito com estruturas biogênicas (Meb). .....	74
Figura 45 - Fácies Metadolomito com Estrutura Maciça (Mm) -Pedreira Solofiller - composto por dolomita de granulação fina a média, veementemente recristalizada, observa-se fraturas abertas e fechadas. (NX, 1,25x).....	74
Figura 46 - Fácies Metadolomito com Estrutura Maciça (Mm) -Pedreira Solofiller - intenso fraturamento nos metadolomitos. As fraturas abertas estão preenchidas por dolomita de granulação média (setas). (NX, 1,25x). .....	74
Figura 47 - Perfil esquemático com a litofacies da Pedreira Solofiller, destacando a unidade Solo 02, com duas fácies: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço impuro (Mmi). .....	75
Figura 48 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi) com cor cinza claro.....	76
Figura 49 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - minerais de dolomita e quartzo orientados, definindo a foliação. (NX, 5x). .....	77
Figura 50 - Figura 50 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - transposição da foliação, indicando intensa deformação. (NX, 1,5x).....	77
Figura 51 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - cristais de quartzo, granulação de fina a grossa e de dolomita com granulação média, definindo a foliação. (Sn//S0). (NX, 1,5x).....	77
Figura 52 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - dolomita circundando cristais de quartzo. (NX, 1, 5x) .....	77
Figura 53 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - fotomicrografia obtida a partir do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), amostra a baixa porosidade intergranular da amostra (setas amarelas). (Aumento de 250x).....	78
Figura 54 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - fotomicrografia no MEV onde são observados cristais de mica, quartzo e dolomita. (Aumento de 2000x) .....	78
Figura 55 - Perfil esquemático com as litofacies da Pedreira Solofiller, destacando a unidade Solo 03, composta por uma única fácies metadolomito denominada de microbial trombólítico (Mmt). .....	79
Figura 56 - Fácies metadolomito microbial trombólítico (Mmt) na Pedreira Solofiller, lateralmente ao perfil, são observadas várias cavidades cársticas.....	80
Figura 57 - Cavidades na Pedreira Solofiller, associadas à intersecção das famílias de fraturas 1 e 2 (pontilhados).....	81
Figura 58 - Fácies metadolomito microbial trombólítico (Mmt) caracterizado por estruturação caótica, sendo ora observadas porções grumosas, ora laminadas e outras com estromatólitos filamentosos. ....	82

Figura 59 - Metadolomito microbial trombolítico (Mmt) com laminações concordantes ao acamamento e descontinuas, com cerca de 5 cm de comprimento.....	82
Figura 60 - Metadolomito microbial trombolítico (Mmt) com porções grumosas. São observados aglomerados de material de cor cinza escuro e aspecto brechado.....	83
Figura 61 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt), Pedreira Solofiller - laminações e grumos micríticos (NX, 1, 5x). ....	83
Figura 62 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt) - laminações de granulação muito fina (Nicolis cruzados, 1, 5x).....	83
Figura 63 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt) - fotomicrografia obtida a partir do MEV, na qual é observado porosidade intergranular (setas amarelas). (Aumento 2000x).....	84
Figura 64 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt) - fotomicrografia obtida a partir do MEV, na qual é observado intenso fraturamento na direção do acamamento. (Aumento 2000x).....	84
Figura 65 - Perfil esquemático com as litofácies, com destaque para a unidade Solo 04, dividida em 3 fácies: metadolomito maciço impuro (Mmi), metadolomito com estruturas biogênicas (Meb) e metadolomito com estromatólitos bifurcados (Mib).....	85
Figura 66 - Metadolomito de cor cinza claro de estrutura maciça, representativa da fácies Mmi.....	86
Figura 67 - Metadolomito caracterizado por esteiras microbianas, estruturas plano paralelas centimétricas, comumente de cor cinza escuro, representativa da fácies Meb. ....	87
Figura 68 - Estromatólitos de cor cinza escuro, bifurcados, por vezes, colunares, representativos da fácies Meb.....	88
Figura 69 - Perfil faciológico esquemático da Pedreira Solofiller, mostrando a evolução faciológica na região (perfil faciológico sem escala). ....	91
Figura 70 - Perfil da Pedreira Solofiller, com os dados químicos de CaO, MgO, SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e K <sub>2</sub> O. ....	92
Figura 71 - Perfil longitudinal da Gruta de Bacaetava, demonstrando a divisão dos salões no interior da Gruta. Fonte: GEEP Açungui. ....	95
Figura 72 - Entrada principal para a Gruta de Bacaetava. ....	95
Figura 73 - Perfil da Pedreira Solofiller com destaque para a Gruta de Bacaetava, a qual faz correlação com a pedreira na unidade SOLO 03, fácies metadolomito microbial trombolítica (Mmt).....	96
Figura 74 - Perfil esquemático da Gruta de Bacaetava, o perfil foi dividido em três intervalos, considerando-se as diferentes taxas de dissolução. ....	97
Figura 75 - Perfil esquemático da Gruta de Bacaetava, (A) rocha laminada, com reentrâncias e ressaltos na mesma direção da abertura da gruta. (B) Detalhe para a laminação incipiente.....	98
Figura 76 - Perfil esquemático da gruta, com destaque para os ressaltos e reentrâncias na parte basal..	99
Figura 77 - Perfil esquemático, com destaque para o contato entre a o intervalo de menor e o de maior dissolução, e a indicação do salão principal da gruta.....	99

Figura 78 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - amostra BAC 01 diferenças na granulação da dolomita, que varia de fina (A) a média (B). Observam-se laminações interrompidas na base do perfil. (NX, 1,5x).....	100
Figura 79 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - metadolomito com fraturas (setas vermelhas) e estilólitos (setas amarelas). (NX, 1, 5x). ....	101
Figura 80 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - metadolomito com aglomerados de dolomita de diferentes granulações. (NX, 1, 5x) .....	101
Figura 81 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava – fotomicrografia com as laminações plano-paralelas, contínuas e onduladas na parte superior com intensa dissolução (A), comumente acompanhando a direção destas laminações (B). (NX, 1,5x).....	102
Figura 82 Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - fotomicrografia da amostra BAC 04, interpretada ao lado esquerdo, mostrando o metadolomito com intercalação de níveis com granulação grossa (A) e fina (B). (NX, 1, 5x) .....	102

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

Este trabalho está inserido no âmbito do Projeto PETROCAL, convênio entre UFPR/PETROBRAS/FUNPAR, Projeto BANPESQ nº 200507987. Esta dissertação visa o estudo dos controles geológicos das áreas de ocorrência e dos tipos de grutas e cavernas em rochas metacarbonáticas, geradas em diferentes tipos e regimes de evolução geológica. A área de estudo está localizada na Região Metropolitana de Curitiba (RMC) Estado do Paraná.

As rochas metacarbonáticas Proterozóicas do Primeiro Planalto Paranaense estão distribuídas em três grandes faixas de ocorrência com rumo nordeste/sudoeste, denominada por Bigarella (1958) como: (a) faixa Noroeste (mármore dolomítico – Formação Itaiacoca), (b) faixa Central (mármore calcítico – Formação Votuverava) e (c) faixa Sudeste (mármore dolomítico – Formação calcária Capiçu) (Fig. 01). A faixa Sudeste, que corresponde à Formação Capiçu – Grupo Açungui, composta por metadolomitos, contendo estruturas sedimentares e biogênicas reliquias (Juschaks, 2006), abrange a área de pesquisa e parte da Região Metropolitana de Curitiba (RMC).

As rochas carbonáticas constituem os reservatórios dos maiores campos petrolíferos do mundo. Na bacia mais produtiva, o Golfo Pérsico, aproximadamente 80% dos reservatórios são carbonatos, e muito da porosidade é de origem cárstica. Atualmente, significativos campos de óleo tem sido descobertos em paleocarstes, a exemplo dos campos marginais na bacia do Golfo de Bohai, China.

No Brasil, é deficitário o conhecimento sistemático sobre os condicionantes da carstificação. De modo geral, os estudos existentes se confinam à fronteira entre a espeleologia e a geomorfologia, seja em escala nacional (Karmann & Sanchez 1979, Auler & Farrant 1996), ou de unidades geotectônicas (Sánchez 1984; Karmann 1994).

O conhecimento existente sobre carste na Região Metropolitana de Curitiba encontra-se fragmentado, na maioria das vezes o enfoque principal são os sistemas hidrogeológicos (Bonacim, 1996; Hindi, 1999).

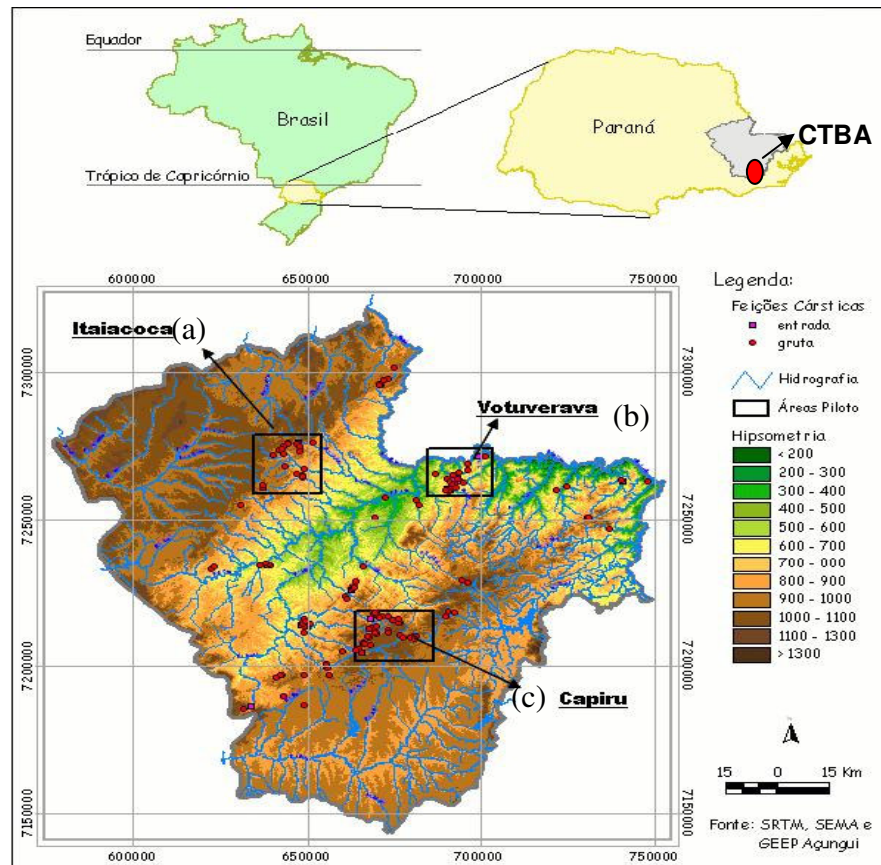


Figura 1 - Mapa de localização da Faixa Capiru na RMC. (Modificado de Bigarella, 1958).

Trabalhos recentes (Rebelo *et al.*, 2006a; Bahniuk *et al.*, 2006), na tentativa de melhor explicar as feições cársticas, englobaram condicionantes regionais, locais e petrográficas, procurando enfocar um conhecimento sistematizado de tais condicionantes. No entanto, este conhecimento é pouco detalhado no que concerne aos aspectos faciológicos e estruturais, necessitando de estudos mais específicos.

Neste trabalho, percebeu-se que as características faciológicas das rochas carbonáticas são importantes no controle da dissolução, focou-se compreender como os processos se desenvolvem, não deixando de considerar os controles geomorfológicos e estruturais da dissolução na área em estudo.

## 1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

### 1. 2.1 Objetivo

O escopo deste estudo consiste em estabelecer o modelo que melhor explique a evolução cárstica da Gruta de Bacaetava, que ocorre em metadolomitos Idade Neoproterozóica, Grupo Açungui, Formação Capiçu, na Região Metropolitana de Curitiba.

#### **Objetivos específicos**

Estabelecer parâmetros geológicos, geomorfológicos, mineralógicos e químicos para a previsão e delimitação de zonas cársticas a partir de dados geomorfológicos, estruturais e principalmente faciológicos que permitam identificar os controles dos processos de carstificação.

### 1.2.2 Justificativa

A compreensão da influência da evolução do relevo e o seu papel no controle das dissoluções cársticas na bacia Açungui/Ribeira é ainda insuficiente para a exploração das rochas metacarbonáticas. Uma vez compreendido, poderá permitir o estabelecimento dos condicionantes das dissoluções das formações metacarbonáticas capazes de contribuir efetivamente para a atenuação do conflito mineração *versus* meio ambiente, através de localização, delimitação e definição da tipologia das dissoluções.

O interesse das empresas de petróleo em rochas carbonáticas na atualidade justifica-se pelo fato de que cerca de 50% do petróleo do mundo é produzido neste tipo de rocha, constituindo os maiores campos petrolíferos explorados na atualidade. Esses reservatórios possuem variada gama de fácies deposicionais e um complexo meio poroso (Spadini & Marçal, 2005). Os reservatórios relacionados a processos carstificação são uns dos mais complexos e pouco estudados (Xavier Neto & Pessoa,

2006), devido à falta de compreensão sistêmica das variáveis que controlam o processo de dissolução.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO E APRESENTAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

A região estudada integra os terrenos cársticos que se desenvolvem nas seqüências Neoproterozóicas de rochas carbonáticas na porção Leste do Estado do Paraná (Fig. 01).

A área selecionada para a realização do trabalho foi a região da Gruta de Bacaetava, situada num contexto geológico e geomorfológico peculiar. A região está inserida no Grupo Açungui, na Formação Capiru, no flanco norte da Sinforme do Morro Grande.

Foram escolhidas duas áreas para o estudo das relações geomorfológicas, estruturais e faciológicas da dissolução e compreensão dos fatores que condicionam a evolução do carste. As áreas estudadas foram a Gruta de Bacaetava e a Pedreira Solofiller (Fig. 02).



Figura 2 - Localização da Pedreira Solofiller e da Gruta de Bacaetava (Fonte:Imagem do Google Earth).-



### 1.3.1 Localização e vias de acesso

A área estudada tem uma superfície aproximada de 1.295 m<sup>2</sup> e está localizada no Município de Colombo, Região Metropolitana de Curitiba na localidade de Bacaetava (Fig. 03), limitada pelas coordenadas 679218.39/7208949.28, 679218.39/7207939.62, 680634.72/7208949.28 e 680634.72/7207939.62.

O principal meio de acesso à localidade de Bacaetava é a Rodovia da Uva (PR-417) até a cidade de Colombo, que dista cerca de 20 km do centro de Curitiba. Deste, segue-se aproximadamente 7 km até a entrada da Gruta de Bacaetava; na mesma estrada, cerca de 500 metros, tem-se a entrada para a Pedreira Solofiller.

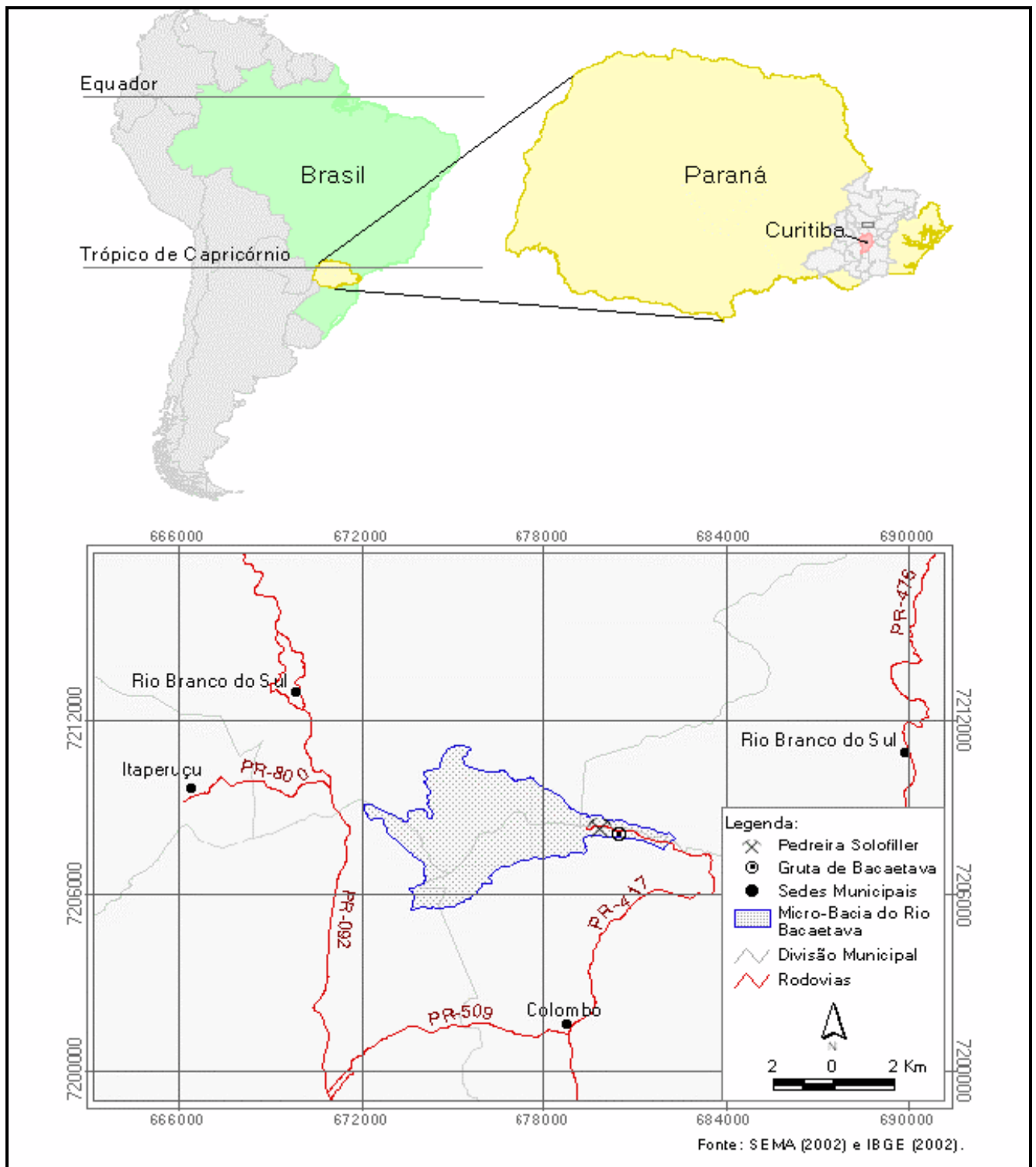


Figura 3 - Mapa de localização da Gruta de Bacaetava e da Pedreira Solofiller.

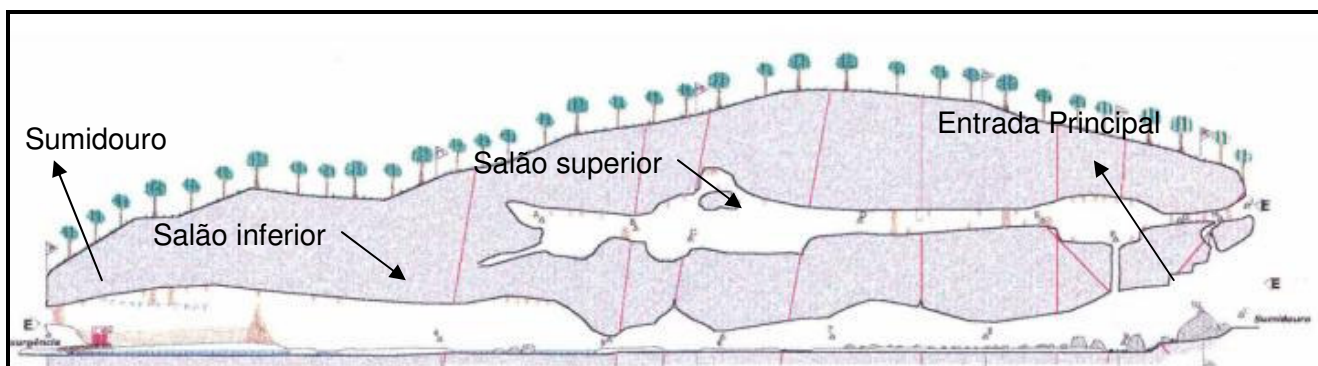
### 1.3.2 A Gruta de Bacaetava

Localizada no município de Colombo, Região Metropolitana de Curitiba, a Gruta de Bacaetava foi descoberta há 106 anos e há seis anos foi criado o Parque Municipal Gruta de Bacaetava, sob a responsabilidade da Secretaria Municipal da Agricultura, Abastecimento e Meio Ambiente da Prefeitura Municipal de Colombo.

A Gruta é um dos principais atrativos do Circuito Italiano de Turismo em Colombo, que consiste num projeto de ecoturismo, onde são visitados os principais pontos turísticos da região.

A Gruta possui cerca de 200,0 metros de extensão, tem dois salões (Fig. 04), sendo um deles no nível do Rio Bacaetava que passa no interior da gruta e outro salão a 20 metros de altura, inativo, do ponto de vista da drenagem.

A Gruta apresenta duas aberturas no salão inferior, sendo uma o sumidouro (Fig. 05) por onde o Rio Bacaetava começa o seu trajeto subterrâneo e a outra a ressurgência (Fig. 06) por onde o rio volta à superfície neste ponto tem-se a entrada principal para a gruta.



**Figura 4 - Perfil longitudinal da Gruta de Bacaetava, demonstrando a divisão dos salões no interior da Gruta.**  
**Fonte: GEEP Açungui.**





**Figura 5 - Sumidouro da Gruta de Bacaetava.**



**Figura 6 - Entrada para o salão principal da Gruta de Bacaetava.-.**



### 1.3.3 A Pedreira Solofiller

A Pedreira Solofiller está localizada a 500 metros da Gruta de Bacaetava (Fig. 03). A pedreira foi explorada por cerca de 30 anos e desde 1973 é propriedade do Sr. Pedro Guarise. Atualmente, está desativada, pois foram encontradas pequenas cavidades que, segundo a legislação ambiental vigente, são impeditivas da exploração.

A pedreira está dividida em seis bancadas (Fig. 07 e 08), e o principal minério extraído, durante os 30 anos de atividades, foi o calcário, utilizado como corretivo de solo e cal.



Figura 7 - Visão parcial da Pedreira Solofiller (direção SW).



Figura 8 - Visão parcial da Pedreira Solofiller (direção EW), com indicação da Gruta de Bacaetava a norte.-.

## 2 MEIOS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados os métodos utilizados para a obtenção dos dados geomorfológicos, estruturais e faciográficos. Para facilitar o entendimento do trabalho, foi dividido em três escalas, sendo elas: (i) escala regional, abrange a análise geomorfológica, (ii) escala mesoscópica, que considera os aspectos estruturais, principalmente a tectônica rúptil e a (iii) escala macroscópica, enfoque principal deste trabalho, que consiste em análise faciográfica detalhada.

### 2.1 AVALIAÇÃO REGIONAL

#### 2.1.1 Delimitação da área

O procedimento inicial para a estruturação da base de dados geográficos, bem como para a posterior elaboração dos produtos cartográficos necessários, referiu-se à delimitação das áreas de estudo considerando-se, por vezes, a pertinência dos limites naturais (caso da bacia hidrográfica de Bacaetava), ou conforme objetivos da análise a ser efetuada (caso do Mapa Hipsométrico de parte da Formação Capiuru).

#### 2.1.2 Análise hipsométrica

Para a elaboração do mapa hipsométrico utilizou-se a base SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), cujas informações deste projeto encontram-se relatadas no sítio do JPL (*Jet Propulsion Laboratory*, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). Tal mapa objetivou a identificação da relação da distribuição da área acumulada em função da altitude.

Para tanto, utilizou-se a distribuição das classes de altitudes de acordo com cores, conforme padrão internacional, que propiciam a noção de incremento de relevo: verde para as áreas mais baixas, passando para o amarelo, laranja e marrom, à medida que a altitude se mostra mais expressiva.

### - *Histograma de frequência acumulada*

A confecção do histograma de frequência altimétrica representa uma classificação supervisionada da quantidade de *pixels* pertencentes a um determinado intervalo altimétrico previamente definido. O que em suma representa de forma quantificada (gráfico) a hipsometria de uma determinada região. No histograma referente ao mapa hipsométrico de parte da Formação Capiru há a quantidade de feições cársticas existentes em cada intervalo altimétrico.

#### 2.1.3 Análise geológica

Na confecção do mapa geológico da região da gruta de Bacaetava, teve-se como base os dados geológicos fornecidos pela Mineropar (2005). Que foram homogeneizados e compilados a partir de um grande número de estudos de épocas e enfoques distintos, com defasagem nos diferentes estágios de conhecimento, oriundas de diversos projetos em várias escalas, principalmente 1:50.000 e 1:100.000, sem trabalhos de compatibilização em campo.

## 2.2 AVALIAÇÃO MESOSCÓPICA

A avaliação mesoscópica consistiu no estudo da tectônica rúptil e dúctil imposta sobre as rochas metacarbonáticas da área em estudo. Os dados são apresentados em três escalas: escala regional (foto interpretação escala 1:60.000), escala mesoscópica (foto interpretação escala 1:25.000) e escala macroscópica (dados estruturais das fraturas medidas em campo).

#### 2.2.1 Foto-interpretação

Para a foto-interpretação foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:60.000 (Comec, 1996), 1:25.000 (Comec, 1980) e imagem de satélite escala 1:250.000 (Embrapa, 2004). A interpretação dessas imagens consistiu em definir feições lineares, rupturas de declive, formas superficiais e zonas com diferentes tonalidades e refletância, para determinação das principais feições representativas de falhas, dobras, unidades litológicas e zonas com diferentes intensidades de faturamentos.

### 2.2.2 Aquisição de dados estruturais

Nos levantamentos de campo na Pedreira Solofiller foram realizadas análises descritivas e cinemáticas, medidas estruturais planares e lineares das estruturas encontradas, em especial as mais propensas à dissolução. No interior da Gruta de Bacaetava também foram realizadas medidas estruturais das principais direções das ornamentações, da abertura da caverna e do acamamento.

As atitudes estruturais foram coletadas por meio de bússola com notação *Clar*. Foram obtidas medidas do acamamento e das principais direções de fraturas. Posteriormente, as medidas foram tratadas e interpretadas no programa *StereoNett* (v.2.46) *apud* Dyster, 1997), para obtenção dos diagramas de roseta utilizou-se o contorno de máximo de pólos e *Schmidt Lambert* (hemisfério inferior).

## 2.3 AVALIAÇÃO MACROSCÓPICA

Neste item são apresentadas as metodologias utilizadas para análise da faciologia na Gruta de Bacaetava e Pedreira Solofiller. Este estudo foi o principal enfoque deste trabalho e consistiu na caracterização e associação de fácies dos diferentes níveis de rochas metacarbonáticas e sua implicação na dissolução. Para isso, foram estudadas as principais características químicas, mineralógicas e texturais das rochas da Gruta de Bacaetava e Pedreira Solofiller.



### 2.3.1 Levantamentos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em diferentes etapas. Nas primeiras etapas foram feitos levantamentos para reconhecimento regional dos litotipos, estruturas e do local da seção correlacionável com a Gruta de Bacaetava. As demais etapas constaram principalmente do levantamento da seção colunar na Pedreira Solofiller e da Gruta de Bacaetava, onde foram observadas e descritas as características macroscópicas e morfológicas das rochas.

Na confecção do perfil da Pedreira Solofiller, primeiramente, as camadas foram rebatidas para a horizontal, pois se encontram basculadas preferencialmente na direção N70W/35NE. Concomitantemente, foram descritas as características macroscópicas, considerando a cor, a granulometria e os aspectos morfológicos das estruturas sedimentares reliquiares encontradas. Ao longo do perfil foram realizadas coletas sistemáticas de amostras para posterior análise petrográfica, mineralógica e geoquímica.

No interior da Gruta de Bacaetava, foi confeccionado um perfil vertical, no qual foi considerado a profundidade e a espessura dos *sets* dissolvidos. Foram coletadas amostras, nas porções com maior e menor dissolução, analisadas posteriormente por diferentes métodos químicos, mineralógicos e geoquímicos.

### 2.3.2 Análise Petrográfica

Foram analisadas 30 (trinta) lâminas delgadas de rochas metadolomíticas da Gruta de Bacaetava e Pedreira Solofiller, visando principalmente a caracterização das fácies, a partir de características texturais e estruturais.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN) e analisadas em microscópio petrográfico binocular no Laboratório de Mineralogia e Petrologia (LAPEMIN), ambos do Departamento de Geologia,

Universidade Federal do Paraná. Durante as descrições, foi utilizado o capturador de imagens digitais, processadas pelo programa *Image Pro Plus*.

### 2.3.3 Análise Petrográfica por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Foram confeccionadas 5 pastilhas, no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN). As rochas foram pré-selecionadas ao longo do perfil da Pedreira Solofiller, considerando diferenças nas taxas de dissolução. Destas amostras foram selecionadas 2 pastilhas para a metalização e posterior análise no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). A finalidade do uso da microscopia foi a visualização da porosidade entre os minerais em diferentes fácies. As análises de MEV foram precedidas por análises petrográficas e mineralógicas.

As análises foram realizadas no Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento (LACTEC). O equipamento usado foi um microscópio eletrônico de varredura, modelo XL 30 da marca Philips. O equipamento é capaz de produzir imagens de alta ampliação e resolução.

Durante as análises de MEV foram realizadas algumas análises pontuais e totais das amostras por EDS – *Energy Dispersive X-Ray Detector*.

### 2.3.4 Análise Mineralógica

Foram analisadas 25 (vinte e cinco) amostras pelo método de Difração de Raios-X (DRX), que consiste num método qualitativo, com finalidade de definir os minerais presentes nas amostras. Foram estimados os valores semiquantitativos dos minerais a partir da média da altura dos picos principais.

A preparação e as análises pelo método da difração foram realizadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná.

A preparação das amostras obedeceu à rotina do Laboratório, que consiste na seleção da amostra, britada num moinho de mandíbulas, quarteada e pulverizada na panela de tungstênio e depois colocada numa estufa para secar a temperatura de 70° C. Posteriormente, esta amostra é retirada da estufa e então é preparado o “esfregaço”, material que será analisado.

O equipamento utilizado foi um difratômetro da marca *PHILIPS PW 1830*, tubo de cobre, no programa 3 a 70°, 2 $\sigma$ . A interpretação foi realizada no programa *X'Pert High Score Philips*, que utiliza o banco de padrões JCPDS.

### 2.3.5 Análise Química

Foram realizadas 21 (vinte e uma) análises químicas quantitativas pelo método de Fluorescência de Raios-X, no equipamento da marca PHILIPS PW2400, tubo de Rh, a fim de identificar e quantificar a presença dos 10 (dez) óxidos principais em rochas carbonáticas, sendo: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O e MnO (precisão relativa  $\pm 1\%$ ) e os traços Ba, S e Sr.

A preparação e as análises pelo método da fluorescência foram realizadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná.

A preparação das amostras para a análise química foi semelhante à preparação para as análises mineralógicas. Foi utilizada pastilha prensada para a análise dos óxidos principais e também dos elementos traços. As amostras foram preparadas com material agregante (cera orgânica) e prensadas na prensa Pfaff, pressão de 20ton/cm<sup>2</sup>, com intervalo de 60 segundos.

Para a determinação da Perda ao Fogo (P.F.), perda de massa dos elementos voláteis, a amostra foi submetida durante 4 horas a temperatura de 1000°C em mufla.

### 2.3.6 Análise de Isótopos Estáveis

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Isótopos do Centro de Pesquisas Leopoldo Miguez (PETROBRAS/CENPES/GEOQ). As amostras foram preparadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná.

O método utilizado para a análise isotópica foi o *offline*, que consiste na separação manual de CO<sub>2</sub> da calcita e da dolomita. As análises isotópicas foram precedidas por análises mineralógicas, nas quais foi observada a homogeneidade do material, sendo este composto essencialmente por dolomita, utilizando assim, somente o CO<sub>2</sub> da dolomita para análise.

Foram realizadas 12 (doze) análises isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  em rochas metacarbonáticas, sendo 4 (quatro) na Gruta de Bacaetava, ao longo do perfil de dissolução e 8 (oito) em amostras da Pedreira Solofiller, sendo escolhidas 2 amostras em cada unidade faciológica.

O método utilizado seguiu a rotina do Laboratório de Isótopos (Matsuda e Da Silva, 2006) que consiste na separação de 100 mg de amostra, que são acidificadas com ácido fosfórico (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) em 100%, em vácuo de 40 (quarenta) a 65 (sessenta e cinco) militor. Na separação do CO<sub>2</sub> da calcita, foi utilizada uma hora para a reação e para dolomita 48 (quarenta e oito) horas. O carbonato presente nas amostras é transformado em CO<sub>2</sub> e subprodutos (água, CO e compostos de nitrogênio, dentre outros). Neste processo, a água é congelada com o gelo seco e álcool, ficando retida, e o gás de dióxido de carbono é solidificado, sobrando assim somente o CO<sub>2</sub> que é congelado por nitrogênio líquido.

No processo foi dispensado o gás da calcita e utilizado somente o CO<sub>2</sub> da dolomita, com reação média em 48 horas.

O gás da dolomita foi posteriormente analisado no Espectrômetro de Massa da marca *Finnigan*, modelo Mat 252, e definidas as razões de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ . A análise da razão isotópica do carbono e oxigênio é feita em relação ao padrão  $\text{CO}_2$  calibrado internacionalmente. Os resultados são emitidos em relação ao padrão internacional PDB da Universidade de Chicago. O PDB refere-se a um fóssil particular de *belemnite* da Formação *Pee Dee* da Carolina do Sul. O desvio por mil, referido como  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , é expresso pela relação (RODRIGUES, 1995):

$$\delta^{13}\text{C} \text{ e } \delta^{18}\text{O} = \left[ \left( \frac{\delta^{13}\text{C}}{\delta^{12}\text{C}} \text{ e } \frac{\delta^{18}\text{O}}{\delta^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left( \frac{\delta^{13}\text{C}}{\delta^{12}\text{C}} \text{ e } \frac{\delta^{18}\text{O}}{\delta^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão PDB}} \right] \times 1000$$

## 2.4 CONCEITOS UTILIZADOS

Paleo superfícies - Geomorfologicamente pode-se utilizar o conceito de Ollier (1981), qual seja. “Superfícies de aplainamento referem-se às porções continentais caracterizados por um relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subaérea, eólica e subterrânea e que trunca indistintamente estruturas geológicas de natureza e resistência diferenciada”.

Carste meteórico e carste termal – Segundo Xavier Neto & Pessoa (2006) “...um *karst* pode se desenvolver a partir de fenômenos de dissolução, transporte e cimentação, devido à circulação de água meteórica enriquecida de  $\text{CO}_2$  (*karst* epigênico ou meteórico), ou a partir da dissolução provocada por soluções hidrotermais ácidas ricas em  $\text{H}_2\text{S}$  (*karst* hipogênico ou termobárico)...”

Definição das fácies foram utilizados, segundo Terra (*op. cit.*), as estruturas diagnósticas dos carbonatos microbiais. Para Terra, os microbialitos são formados pelo crescimento microbial e metabolismo, principalmente de bactérias, cianobactérias, pequenas algas e fungos que participam do crescimento de biofilmes e esteiras microbiais. As microfábricas dos carbonatos microbiais são heterogêneas. Normalmente incorporam material do ambiente, mas o principal componente é a micrita (peloidal, maciça e grumosa) resultante da calcificação de células e bainhas das bactérias. Os

principais tipos de carbonatos microbiais são os estromatólitos (estrutura macroscópica laminada) e os trombólitos (estrutura macroscópica grumosa).

Os conceitos específicos sobre carste estão reportados no capítulo 3.

### 3. REVISÃO DA BIBLIOGRAFIA

#### 3.1 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO CAPIRU, GRUPO AÇUNGUI

##### 3.1.1 Generalidades

Os primeiros trabalhos referentes à geologia do Pré-Cambriano Paranaense, especialmente da Formação Capiçu (Grupo Açungui), iniciaram-se na metade do século passado e desde então tem sido objeto de estudos científicos nas mais diversas áreas tais como: estratigrafia, petrografia, geologia estrutural e econômica.

Os estudos mais relevantes na região, principalmente os de cunho exploratório, tiveram início no final da década de 40, juntamente com a implantação de empresas mineradoras de calcário. Oliveira (1927) criou o termo “Série Açungui” para as rochas metassedimentares, então consideradas ordovicianas, que ocorrem no leste paranaense e ao sul de São Paulo. Tal unidade foi considerada sobreposta às rochas Arqueanas do Complexo Cristalino. O “Reconhecimento Geológico da Série Açungui” de Carvalho & Pinto (1937) *apud* Fuck (1972) concluíram que as rochas do Grupo Açungui tinham sofrido grandes esforços tangenciais no sentido N-S, originando anticlinais e sinclinais. Oliveira & Leonardos (1943) sugerem que o ambiente deposicional para a “Série Açungui” seria um mar relativamente profundo, atribuindo idade Algonquiana para a mesma.

Maack (1947) analisou detalhadamente os litotipos: filitos, talco xistos, sericita xistos, extensas lentes de metacalcário e metacalcários dolomíticos, camadas esparsas de quartzitos puros e quartzitos com minério de ferro sedimentar (itabiritos) da “Série Assunguy” e atribuiu idade Eo-Algonquiano a estas rochas.

Bigarella & Salamuni (1956) realizaram os primeiros trabalhos geoquímicos nos metacalcários da região, seguidos pelos trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná (1967).

Bigarella & Salamuni (1956) atribuíram à parte basal do Grupo Açungui a denominação de Formação Setuva e a unidade mais jovem a denominação de Formação Capiçu, e que engloba as rochas metacarbonáticas, que ocorrem em espessos corpos lenticulares e são geralmente maciças, às vezes silicosas e com estruturas estromatolíticas originadas por algas do gênero *Collenia* (descritas por Bigarella e Salamuni, 1958; Fairchild, 1982). Estas rochas ocorrem na sua maioria como metadolomitos e metadolomitos calcíticos e, secundariamente, como lentes de metacalcário magnesiano.

Em 1967, Marini & Bigarella estudando as rochas metacalcárias do Grupo Açungui forneceram elementos a respeito de sua composição, estrutura e aplicação na exploração de bens minerais.

Fiori *et al.* (1990) definiu três eventos deformacionais principais que afetaram as rochas do Grupo Açungui: Sistema de Cavalgamento Açungui, o primeiro evento de deformação responsável pela geração de três foliações bem evidenciadas; o Sistema de Dobramento Apiaí gerou dobramentos isoclinais e uma foliação  $S_3$  plano axial das foliações anteriores e o Sistema de Transcorrência Lancinha, o último evento deformacional gerou marcante bandamento tectônico (clivagem de fratura, dobras escalonadas e falhas de empurrão).

Fiori (1992) propôs que o Sistema de Cavalgamento Açungui é responsável pela atual organização estratigráfica do Grupo Açungui, resultado do empilhamento aleatório de “fatias” de rochas, limitadas acima e abaixo por falhas de cavalgamento.

Fiori & Gaspar (1993) concluem que estratigraficamente o Grupo Açungui é constituído pelas formações Capiçu (conjuntos litológicos Juruqui, Rio Branco, Morro



Grande e Bocaina), Votuverava (conjuntos litológicos Bromado, Coloninha e Saivá) e Antinha (conjuntos litológicos Tacaniça, Capiçu e Voturuvu) (Fig. 09) Como os conjuntos situam-se dentro de “fatias” tectônicas, removidas de suas posições iniciais, resulta que o atual empilhamento estratigráfico do Grupo Açungui não é original, refletindo arranjos diferentes de acordo com o local.

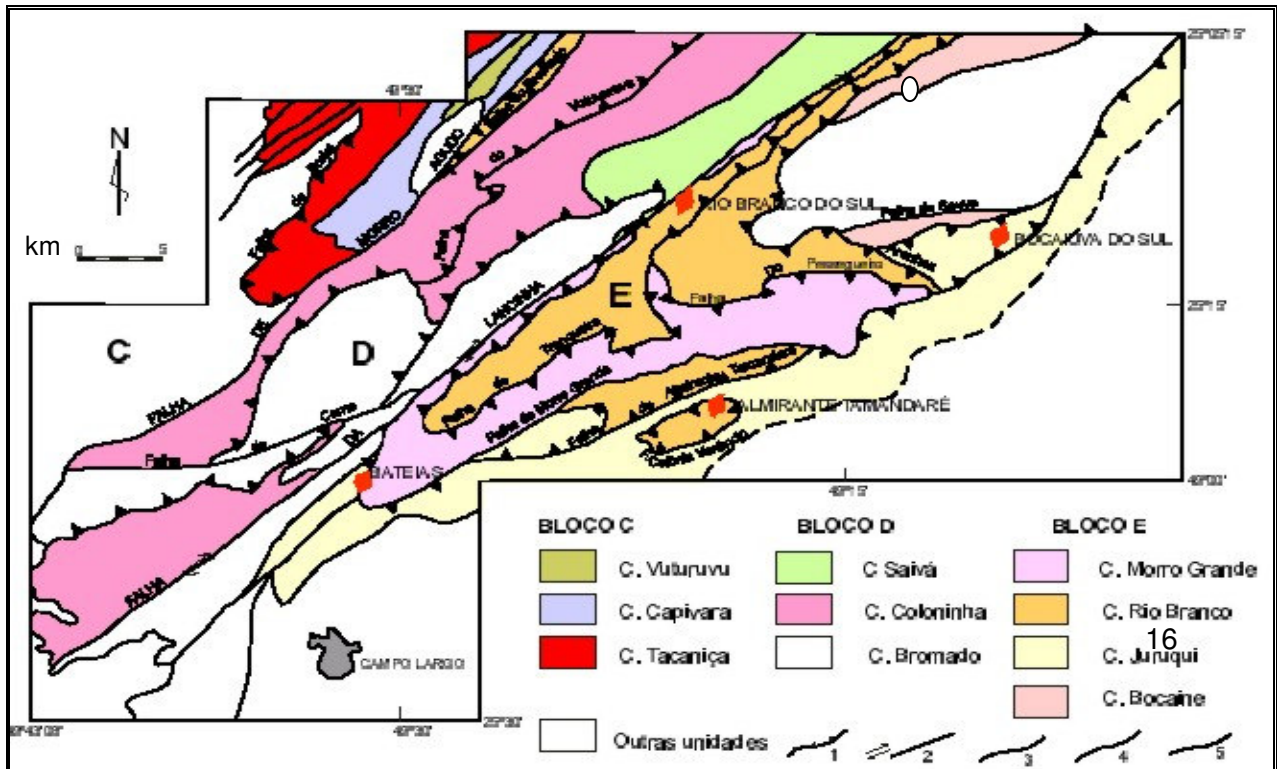


Figura 9 - Mapa com a distribuição dos blocos com os conjuntos litológicos do Grupo Açungui. O Bloco E representa os metassedimentos da Formação Capiçu. (Modificado de Fiori & Gaspar, 1993).

### 3.1.2 Contexto Tectono-Estrutural

A área estudada está inserida no Leste paranaense, que abrange a porção sul da Província da Mantiqueira (Cordani & Brito Neves, 1982, Heilbron & Valeriano, 1999), ou o segmento sul-sudeste brasileiro da Faixa Dobrada Apiaí (Hasuí *et al.*, 1975). O segmento Central da Província Mantiqueira, no Paraná, caracteriza-se por um conjunto de rochas pertencentes, em sua maioria, ao Embasamento Cristalino (Arqueano), ao Complexo Pré-Setuva (Proterozóico Inferior a Médio), ao Grupo Setuva (Proterozóico Inferior a Médio), ao Grupo Açungui (Proterozóico Superior), bem como de uma série de

intrusões granitóides (Proterozóico-Eopaleozóico), de numerosos diques básicos (Mesozóico) e coberturas Cenozóicas.

A área em estudo está inserida no Grupo Açungui, que segundo Fiori (1990), tem evolução geológica iniciada com a implantação da bacia de Açungui sobre uma margem litosférica adelgada, em torno de 1000 a 800 Ma no Proterozóico Superior (Soares *et al.*, 1990).

Segundo Fiori (1990), sua evolução é marcada inicialmente por depósitos com evidências de atividade glacial, passando a seqüências turbidíticas em águas mais profundas. Mais tarde a bacia passa a exibir condições de deposição de mar relativamente raso e quente com intensa atividade biológica, testemunhada pela abundância de estromatólitos nos mármores de Formação Capiru.

A lenta subsidência da bacia, devido às condições de grande estabilidade tectônica, propiciou a formação de espessos sets carbonáticos. As freqüentes intercalações de quartzitos e filitos este relacionados a mudanças do nível do mar (Fiori & Gaspar, 1993).

O fechamento da bacia ocorreu por volta de 650-700 Ma. Inicialmente toda a bacia foi submetida a um intenso tectonismo, representado por grandes cavalgamentos, reflexo da colisão continente-arco-continente (Fiori & Gaspar, 1993). Depois com a bacia retroarco, já fechada, no estágio final da colisão continente-continente, ocorreram dobramentos, falhamentos transcorrentes e/ou rotação de blocos com movimentos horizontais. A principal falha transcorrente é a Falha Lancinha, com a associação de falhas sintéticas (N60-80E), antitéticas (N0-20W) e empurrões e dobras (N30-40E) (Soares *et al.*, 1990). Contemporânea à movimentação das falhas transcorrentes, houve a intrusão de corpos graníticos alojados em dobras escalonadas, com idades em torno de 550 Ma (Fiori & Gaspar, 1993).

Dessa forma, os sedimentos carbonáticos já litificados pela diagênese foram no final do Proterozóico ao início do Paleozóico, metamorfisados, recristalizados, dobrados e falhados.

No Eo-Cretáceo, a região foi novamente afetada por fenômenos tectônicos e magmáticos, que promoveram a intrusão de um enxame de diques básicos. Devido a esses fenômenos houve reativação das falhas pré-cambrianas e a formação de outras, de direção preferencial NW. (Bonacim, 1996).

O soerguimento tectônico registrado no Mesozóico desencadeou o processo de intemperismo no Grupo Açungui, com a formação no Plioceno Inferior, de um nível definido de erosão, representado pelo nivelamento de cristas de quartzito e filito, com cotas variando entre 1000 e 1200 m (Bigarella & Salamuni, 1958). Esse mesmo controle tectônico estabeleceu as grandes bacias hidrográficas, Atlântica e Paraná, que drenam a região. A primeira é caracterizada pelo Rio Ribeira do Iguape e seus afluentes, que drena a área em estudo para o Oceano Atlântico e a segunda pelo Rio Iguaçu e seus afluentes, que drenam para a Bacia do Mar Del Plata.

### 3.1.3 – Estratigrafia da Formação Capiru

Bigarella & Salamuni (1958) caracterizam as rochas metacarbonáticas da Formação Capiru como espessos corpos lenticulares, geralmente maciços. Algumas destas rochas metacarbonáticas apresentam um aspecto fitado ou bandado, resultado de uma alternância de camadas claras e escuras. A foliação principal aparece bem marcada, sendo paralela ao acamamento sedimentar. Localmente são observadas estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, acamamento gradacional, dobras convolutas e estruturas biogênicas.

Fiori (1990) subdivide a Formação Capiru em quatro seqüências litológicas diferentes, porém geneticamente relacionadas, sendo designadas de Juruqui, Rio Branco, Morro Branco e Bocaina.

A seqüência Juruqui é composta basicamente por filitos com algumas intercalações de quartzitos; os mármore presentes são dolomíticos (metadolomitos) e ocorrem na forma de pequenas lentes.

A seqüência Rio Branco engloba os metadolomitos da Formação Capiu, intercalados com filitos e quartzitos, apresentando algumas estruturas sedimentares, tais como: estratificações cruzadas e estruturas biogênicas, importantes devido às informações paleo ambientais.

A seqüência Morro Grande é caracterizada pela alternância de quartzitos e filitos, formando camadas de centenas de metros de espessura. A camada de mármore presente é essencialmente dolomítica e também apresenta estruturas estromatolíticas importantes.

Estas seqüências foram designadas posteriormente por Fiori & Gaspar (1993), como conjuntos, sendo a Formação Capiu subdividida nos conjuntos Juruqui, Rio Branco e Morro grande. Uma organização estrutural da Formação Capiu foi proposta por FIORI (1990 e 1992) como duplex, onde o Conjunto Juruqui seria o primeiro estágio de sedimentação da Bacia Acungui, sendo seguido do *set* de mármore do Conjunto Rio Branco, interdigitados com depósitos plataformais do Conjunto Morro Grande.

*- Aspectos petrológicos relacionados às rochas carbonáticas da Formação Capiu*

Em 1956, Bigarella & Salamuni identificaram estruturas biogênicas em metadolomitos da Formação Capiu, semelhantes às identificadas por Almeida (1944) na região de Itapeva (SP) sendo atribuídas a algas do gênero *Collenia*.

Segundo Lemos *et al* (1994) *citado por* Jushacks (2006), as rochas carbonáticas possuem em seu arcabouço grãos carbonáticos que podem se desenvolver por processos orgânicos e inorgânicos, podendo-se caracterizar como grãos esqueléticos e não esqueléticos. Os esqueléticos enquadram-se em uma distribuição

de organismos que secretam carbonato de cálcio no decorrer do tempo geológico, sendo que o fator determinante é o paleoambiente. Estes organismos secretam o esqueleto para suportar e proteger seus tecidos moles. As condições ambientais, como a temperatura, influenciam na mineralogia do esqueleto destes organismos.

Dentre os organismos secretores de carbonato de cálcio, acredita-se que as algas calcárias com ênfase às algas azuis-verdes (cianofíceas), seriam responsáveis pela formação de estromatólitos e esteiras microbianas. As esteiras microbianas são as formas laminadas planas e os estromatólitos são as formas com pronunciado relevo vertical (Lemos *et al.*, 1994 citado por Jushacks, 2006).

Todos os ambientes sedimentares, onde são formados estromatólitos modernos, tem comunidades de cianobactérias e bactérias na superfície dos sedimentos, e a calcificação destes organismos pode não ter relação com o ambiente deposicional (Flügel, 2004).

As cianobactérias, anteriormente confundidas com algas verde-azuis, apresentam um importante papel na formação de sedimentos carbonáticos laminados modernos (Demicco & Hardie, 1994). A partir, começou-se a entender a idéia de “sedimentos algais”, caracterizando então os estromatólitos e esteiras microbianas contidas nas rochas carbonáticas, como sendo formados a partir de cianobactérias.

Segundo Jushacks (2006), o termo “algal” está em desuso, pois através de análises de DNA verificou-se que as estruturas biogênicas (esteiras, estromatólitos e trombólitos) não são necessariamente estruturas algálicas, mas sim estruturas bacterianas, então os termos esteiras microbianas e microbialito.

### 3.1.4 Contexto Fisiográfico e Geomorfológico

Os compartimentos do Planalto Brasileiro referem-se às depressões marginais com forte eversão e ações de pediplanação moderna em áreas de antigas depressões

periféricas subseqüentes, caso do Primeiro Planalto Paranaense (Ab'Sáber, 1998). Segundo Maack (1968), trata-se de uma extensa zona eversão, limitada a oeste pela escarpa do arenito Furnas (Serra de São Luiz do Purunã) e a leste pela Serra do Mar, sendo caracterizado por uma ampla superfície de erosão.

A região em estudo está inserida no Primeiro Planalto Paranaense e corresponde à região montanhosa do Açungui proposta por Maack (1968), caracterizada por um relevo profundamente recortado, de alta energia, com presença de cristas e vales profundos, resultantes da influência do entalhamento do rio Ribeira e seus afluentes.

#### *- Paleosuperfícies*

As paleosuperfícies são consideradas superfícies pretéritas que podem ser reconhecidas em escala regional, por meio de registros geológicos e geomórficos (Widdowson, 1997 *citado por* Riffel, 2005). Geomorfologicamente pode-se utilizar o conceito de Ollier (1981), qual seja. *Superfícies de aplainamento referem-se às porções continentais caracterizados por um relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subaérea, eólica e subterrânea e que trunca indistintamente estruturas geológicas de natureza e resistência diferenciada.*

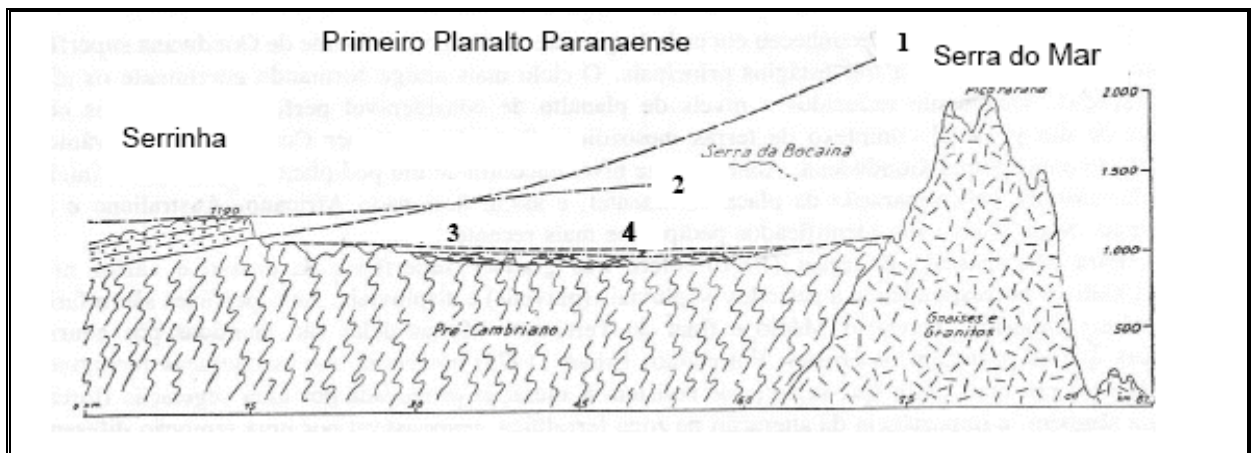
A paisagem geomórfica atual pode ser decomposta em remanescentes diagnósticos de eventos de aplainamento pretéritos do Cenozóico. Suguio (1999) ressalta que o Brasil não foi afetado pelas glaciações quaternárias, prevalecendo o intenso intemperismo dos escudos cristalinos Pré-Cambrianos, originando depósitos eluviais e coluviais, além de bacias interiores. Valadão (1998) *citado por* Riffel (2005) chama a atenção para o fato de que o Brasil oriental permaneceu em posição intertropical desde o fim do supercontinente Gondwana, ou seja, ao longo de todo o Cenozóico, constituindo a porção intraplaca da Plataforma Sul-Americana.

A superfície Sul-americana corresponde ao evento do aplainamento do Terciário Inferior (entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno) (King, 1956).

No Primeiro Planalto Paranaense, Ab'Saber e Bigarella (1961) descrevem a superfície Sul-Americana como superfície do Purunã (Pd3), Cretáceo-Eoceno, correspondendo a porções da Serra do Mar (1400-1500 metros) e remanescentes na Serrinha do Purunã a cerca de 1200 metros de altitude. Após a superfície Sul-Americana, um novo ciclo de soerguimento da Serra do Mar proporciona condições para o desenvolvimento de um pediplano embutido contemporâneo à deposição da Bacia Sedimentar de Curitiba e responsável pela escultura de relevos cársticos, no Estado do Paraná.

Duas amplas superfícies de erosão são descritas com presença de remanescentes geomórficos no Primeiro Planalto Paranaense: a mais antiga, a superfície interplanáltica ou intermontana descrita por Maack (1947) e denominada de Alto Iguaçu por Almeida (1955) e a superfície de Curitiba relacionada ao fechamento da sedimentação da Bacia Sedimentar de Curitiba descrita por Ab'Saber & Bigarella (1961).

A figura 10 mostra o perfil topográfico de Ab'Saber e Bigarella (1961) com a identificação das superfícies aplainadas no Primeiro Planalto Paranaense.



**Figura 10 - Superfícies aplainadas no Primeiro Planalto Paranaense (Ab'Saber e Bigarella, 1961). 1 – paleoplano pré Formação Furnas, 2 – Superfícies do Purunã (Pd3), 3 – Superfície do Alto Iguaçu (Pd2), 4 – superfície de Curitiba (Pd1). Fonte: Modificado de Riffel**

Melo *et al.*, (1990) citado por Riffel, 2005 observa a continuidade da atividade tectônica durante o Quaternário, marcado por deformações de terraços no vale do Rio Ribeira do Iguape. Na bacia do Rio Açungui foram observados paleosuperfícies entre 720 e 820 m de altitude, caracterizando remanescentes aplainados com espesso manto de saprólitos (Soares *et al*, 2002).

### 3.2 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DE UM SISTEMA CÁRSTICO

#### 3.2.1 Revisão sobre carste

Segundo a literatura, a palavra **Carste** é a tradução do termo alemão *karst*, originado da palavra *krasz*, denominação dada pelos camponeses a uma paisagem da atual Croácia e Eslovênia (antiga Iugoslávia) marcadas por rios subterrâneos com cavernas e superfície acidentada dominada por depressões com paredões rochosos e torres de pedra. O termo carste é utilizado por Drew (1985) para paisagens criadas através dos processos de dissolução.

Para Ford & Willians (1989), carste é um sistema aberto composto por dois subsistemas principais, claramente inter-relacionados, operando em rochas carbonáticas: o hidrológico e o geoquímico. Para Flügel (2004), o termo carste refere-se a estruturas físicas formadas por dissolução a partir de águas meteóricas.

As principais características de um processo de carstificação, segundo Ford & Willians (1989), são a falta de uma rede de drenagem superficial, a desorganização, fragmentação da drenagem; feições em pequena e grande escala originadas pela dissolução; processos morfológicos e hidrogeológicos subterrâneos; presença de uma rocha solúvel e pluviosidade suficiente para permitir que o processo de dissolução predomine.

Na interpretação da origem e evolução das cavidades cársticas, Davis & Legrand (1972) considerou duas etapas ou ciclos. Na primeira delas, tem início a



abertura de cavidades por dissolução abaixo do nível hidrostático. Na segunda etapa, esse nível seria rebaixado, sendo as cavidades previamente abertas, parcialmente ocupadas por ar. A circulação livre das águas causaria, tanto dissolução química quanto erosão mecânica da rocha carbonáticas. A evolução subterrânea (Tabela 1) ocorre simultaneamente com a da superfície. Nessa última, desenvolvem-se formas de captação de água e na primeira, formas de condução.

O período de juventude na evolução cárstica subterrânea é caracterizado por pequenos condutos com circulação sob pressão hidrostática, nos quais se originam formas de erosão tubulares de seção circular ou em rosário, concomitante à formação de lapíás na superfície. As formas de condução adaptam-se às estruturas tectônicas (diaclasses, dobras e falhas) e aos planos de estratificação. Existe uma relação estreita entre as formas e as estruturas. As formas de condução mais desenvolvidas, como as galerias coletoras de rios subterrâneos, estão escavadas em estruturas importantes representados por falhas ou eixos de dobras (Renault, 1959; Drogue, 1963 *citado por* Bigarella *et al.*, 1994).

Com o decorrer do tempo, os condutos vão aumentando de diâmetro até o momento em que o caudal subterrâneo não preenche completamente sua seção, iniciando-se então o processo fluvial de circulação livre. Os rios subterrâneos possuem perfis longitudinais muito irregulares. O período de juventude das formas de conduto dos carste termina com os primeiros desabamentos que dão início ao período de maturidade, quando as abobadas alcançam grandes alturas devido aos processos de descalcificação e de rebaixamento dos níveis de base. Os desabamentos provocam a formação de depósitos de “caos de blocos” que obstruem a livre circulação criando níveis de base locais, originando muitas vezes lagos subterrâneos. Nesse período formam-se estalactites e estalagmites. O fluxo de água pode desaparecer de muitas cavidades, por alguns fatores, tais como: clima árido e fuga da água em direção a níveis inferiores. O período de senilidade caracteriza-se pela deposição litoquímica. O processo de estalagmitização torna-se muito importante e generalizado (Lladó, 1970).

Tabela 1 - Períodos e fases de evolução cárstica subterrânea (segundo Lladó, 1970)

PERÍODO	FASE
<b>Embrionário</b>	1- Fase de infiltração ao longo de fissuras. Predomínio da dissolução
	2- Fase de acumulação e circulação a pressão hidrostática por condutos embrionários. Domínio da dissolução; intervenção da erosão.
<b>Juventude</b>	3 - Fase de circulação à pressão hidrostática. Aparecimento de surgências. Instalação dos dispositivos cársticos. Equilíbrio entre dissolução e erosão.
	4 - Fase de circulação fluvial subterrânea, mista no início. Domínio da erosão sobre a dissolução.
<b>Maturidade</b>	5 - Fase ou fases clásticas. Formação de caos de blocos, cone de dejeção, etc. Encaixamento de talwegues.
	6 - Fase ou fases de estalagmitização. Formação de depósitos litoquímicos. As fases 5 e 6 podem alternar-se e repetir-se várias vezes no decurso de um processo espeleogênico. A circulação fluvial continua em todas as fases.
<b>Senilidade</b>	7 - Fase de sedimentação autóctone. Inicia-se o preenchimento das atividades cársticas. Desaparece a circulação fluvial, inicialmente intermitente e depois inativa (morte hídrica).
	8 - Fase de “fossilização”. Preenchimento total das cavidades com sedimentos. As fases 7 e 8 podem alternar com fase clásticas e de estalagmitização.

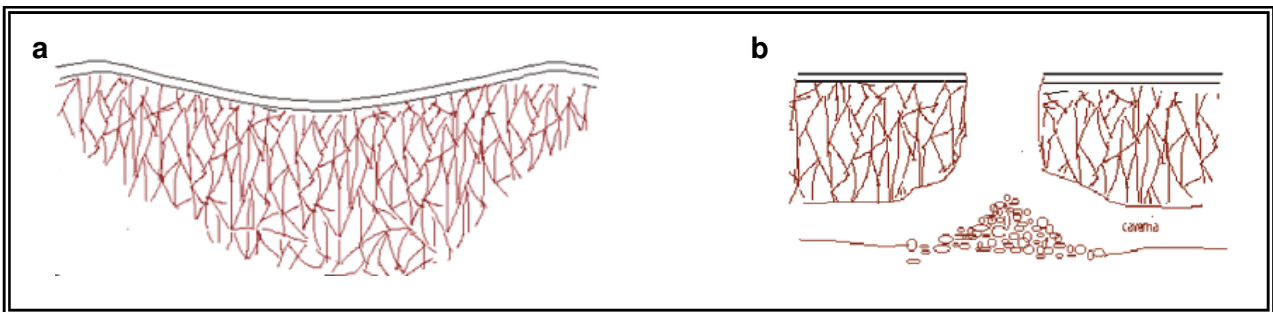
O processo ou “ciclo de estalagmitização” constitui um ciclo secundário que se inicia no período de maturidade do carste (Lladó, 1970). Seguem três fases distintas: a) infiltração das águas com substâncias minerais e orgânicas, b) precipitação química ou bioquímica e c) desagregação dos depósitos por erosão ou descalcificação com remoção do material, encerrando o ciclo. Este pode ser interrompido pela “fossilização” total durante certo tempo ou então de modo definitivo, sem completar-se. Numerosas influências externas, principalmente morfológicas e climáticas, podem retardar, acelerar ou anular a evolução do ciclo de estalagmitização (Lladó, 1970).

### 3.2.2 Tipos de carste

Segundo Bigarella & Becker (1994) e Flügel (2004), os sistemas cársticos podem ser divididos em formas exocársticas e endocársticas. As formas exocársticas são caracterizadas por estruturas superficiais, representadas pelas dolinas, lapiás, uvalas e poljes, e as formas endocársticas são as estruturas subterrâneas representadas por cavernas.

O exocarste é caracterizado por estruturas superficiais e umas das principais formas são as dolinas que segundo Tomé (1996), são depressões cônicas, circulares na superfície e estão associadas às drenagens centrípetas e representam uma das feições de relevo mais freqüentes e típicas de paisagens cársticas.

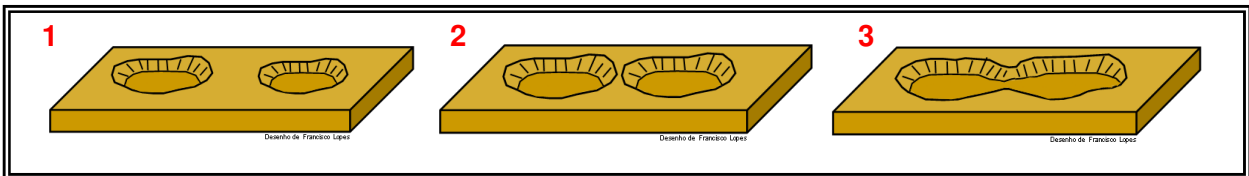
Segundo Karmann (1994), existem dois tipos principais de dolinas (Fig. 11), as de dissolução, que ocorrem a partir de um ponto de infiltração na superfície da rocha (zona de cruzamento de fraturas), com subsidência do terreno lenta. As dolinas de colapso são aquelas geradas a partir do colapso da superfície devido ao abatimento do teto de cavernas ou outras cavidades em profundidade. Neste caso a subsidência é rápida, freqüentemente dando acesso a cavernas. Um dos processos que desencadeia o abatimento de cavidades em profundidade é a perda da sustentação que a água subterrânea exerce sobre as paredes desses vazios, pelo rebaixamento do nível freático e exposição das cavidades na zona vadosa.



**Figura 11 - Dolinas de dissolução (a) e de colapso (b). Fonte: Karmann, 1994.**

O termo servo-croata “uvala” é usado na terminologia internacional para definir “grandes depressões fechadas”, que normalmente são pouco profundas e apresentam

forma e dimensão variadas, sendo geralmente formadas pela coalescência de duas ou mais dolinas (Fig. 12) (Martins, 1949; Guerra & Cunha, 1994). A origem das uvalas está na dissolução superficial e a principal diferença entre estas e os poljes, está no fato de as uvalas raramente alojarem lagos temporários (Crispim, 1982). Tratam-se, assim, de formas intermediárias entre as dolinas e os poljes.



**Figura 12 - Origem de uma uvala a partir da coalescência de duas dolinas. Fonte: Karmann, 1994.**

Segundo Tomé (1996) o termo polje é de origem balcânica – no plural, *polja* (ou poljes) e no singular, polje. De acordo com a definição atualmente internacionalizada, um polje é uma grande depressão cárstica fechada ou aberta, morfologicamente bem definida, com dimensões consideráveis e vertentes abruptas, encontrando-se o fundo geralmente coberto por terra rosa e/ou por aluviões.

O conceito de evolução seqüencial “dolina → uvala → polje” é atualmente posto em causa. Segundo Crispim (1982), os poljes resultam da interrelação de vários fatores, litológicos, estratigráficos, tectônicos, hidrológicos e climáticos.

O termo lapiás, de origem francesa, equivale a *karren* na língua germânica. Segundo Tomé (1996), o termo lapiás corresponde às formas escavadas e em relevo, resultantes da dissolução, que “esculpe” (cinzela) as rochas cársticas que afloram à superfície ou que estão cobertas por uma camada de solo.

O endocarste é caracterizado por formas subterrâneas de carste, representado por cavernas ou grutas. Por gruta ou caverna entende-se uma cavidade subterrânea natural, que pode ser simples ou constituída por complexas ramificações, podendo apresentar um desenvolvimento vertical e/ou horizontal (Thornbury, 1969; Teixeira *et al.*, 2000).

Embora as condicionantes estruturais possam estar presentes no início da sua formação, por originarem áreas de fraqueza (diáclases) que serão aproveitadas para a infiltração da água e exercerão ação física e química sobre os materiais, as grutas são, na realidade, resultado de um longo processo de carstificação (Sweeting, 1972; Tomé, 1996).

Em oposição ao caráter predominantemente erosivo das águas, tanto à superfície como em profundidade, nas grutas estão patentes alguns aspectos construtivos representados por depósitos de precipitação química (espeleogênese) (Christofolletti, 1980; Carvalho, 1996).

Uma das grandes contribuições no estudo da espeleogênese no carste foi o trabalho de Davis & Legrand (1972), que imaginou a evolução em dois ciclos: no primeiro a formação de todos os condutos e galerias por circulação profunda de água subterrânea na zona freática e no segundo com o soerguimento tectônico da região, as cavernas são erguidas acima do nível freático, tornando-se secas ou invadidas por um curso d'água. Dá-se então o início da formação dos espeleotemas e ocorrem os desmoronamentos.

### 3.3 INTERAÇÃO DOS CONTROLES DA CARSTIFICAÇÃO

#### 3.3.1 Estudos sobre carste e geomorfologia

##### - *Paleosuperfícies e as feições cársticas*

Com base na evolução geológico-geomorfológica da região Sul-Sudeste do Brasil, a partir do Cretáceo Superior, e nos parâmetros que caracterizam as diferentes superfícies de aplainamento/erosão delimitadas na Região Metropolitana de Curitiba, Rebelo *et al.*, (2006), relacionaram essas superfícies aos sistemas cársticos conhecidos, inserindo atuação dos processos de carstificação no contexto geral dos ciclos erosivos.

Para Rebelo *et al.*, (2006), os diferentes sistemas cársticos estão associados aos testemunhos da superfície do Purunã, senoniana-paleocência, onde ocorrem

“fragmentos” de paleocarstes, em geral em cotas superiores a 1.000 metros e preenchidos com solos (“terra rosa”). Já, na Superfície do Alto Iguaçu, Oligocênica, (e correlatas), no intervalo altimétrico entre 800 e 1000 metros, estão expostas cerca de 60% de todas as feições cársticas conhecidas na região, incluindo o “Aqüífero Carste”, carste submerso. Por fim, no interior do Vale do Ribeira, cuja abertura ocorreu a partir do Mioceno Inferior, são reportadas inúmeras feições cársticas distribuídas em níveis altimétricos preferenciais, entre 300 e 800 metros.

### 3.3.2 Estudos sobre carste e estrutural

Segundo Bonacim (1996), as feições estruturais dos maciços rochosos originados por movimentos durante ou após a formação das rochas desempenham um papel importante no desenvolvimento do aqüífero cárstico, determinando direções regionais de circulação de água com rotas preferenciais.

As estruturas mais importantes na formação e evolução do aqüífero cárstico são as tectônicas, geradas em fases distintas de deformação dos maciços. Muitas dessas estruturas foram formadas em regime rúptil (fraturamentos), enquanto outras foram originadas em regime dúctil de deformação (dobramentos). Para Guerra (1986) *citado por* Bonacim (1996), as fraturas (falhas e juntas ou diáclases) são as feições mais significativas que atuam tanto nos fenômenos de carstificação quanto nos processos de recarga, circulação e armazenamento de água nos aqüíferos cársticos.

Os tipos de descontinuidades presentes em rochas carbonáticas, bem como a posição espacial dos mesmos, são de importância fundamental para o desenvolvimento de porosidade secundária e, conseqüentemente, para a evolução do sistema hidrogeológico cárstico. Segundo Karmann (1994), ao longo dessas descontinuidades ocorre a dissolução e lixiviação de minerais carbonáticos pela água em movimento. Dessa forma, as direções principais dessas descontinuidades orientam a formação da rede de condutos ao longo do sistema hidrogeológico cárstico.

### 3.3.3 Estudos sobre carste e faciologia

A literatura mundial mostra deficiência quanto a trabalhos relacionados à faciologia como controle da carstificação. A maioria dos trabalhos discorre sobre as impurezas nas rochas carbonáticas como principal controle.

PILÓ (2000) faz uma relação entre petrografia e dissolução, afirmando que a paisagem cárstica é um reflexo do processo de dissolução sobre as características petrográficas da rocha, onde a porosidade pode ser construída primariamente durante a sua diagênese, a chamada porosidade intergranular, ou ainda secundariamente através das suas descontinuidades físicas – falhas, fraturas, juntas e acamamentos. Para o autor, planos de acamamentos em conjunto com estruturas pouco descoladas e ligadas às forças tensionais e de cisalhamento do maciço rochoso são muito importantes para a construção da paisagem cárstica que, associados a fatores climáticos favoráveis (precipitações pluviométricas), constituem variadas e complexas organizações hidrogeológicas.

## 3.4 REVISÃO SOBRE CARSTE NO BRASIL

No Brasil, as regiões cársticas representam segundo estimativa preliminar de Karmann (1994), aproximadamente 5 a 7% do total da área do território nacional. De acordo com esse autor, os exemplos mais extensos e contínuos de terrenos cársticos estão associados às rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção central do país, do Grupo Corumbá no Mato Grosso do Sul e do Grupo Araras no Mato Grosso. Na região sudeste os terrenos cársticos estão presentes nas seqüências carbonáticas do Grupo Açungui e correlatos, tendo, porém, uma expressão em superfície muito menor do que nas outras áreas referidas.

Os primeiros estudos realizados em terrenos cársticos tratavam da morfologia cárstica. Posteriormente, em função da relação entre uma série de fenômenos de

erosão e dissolução e da presença da água em subsuperfícies, surgiu a hidrogeologia cárstica.

Os trabalhos técnico-científicos referentes às regiões cársticas são numerosos na literatura internacional, porém com maior ênfase para carstes em área temperadas do que para os de regiões tropicais e subtropicais.

No Brasil, não existe conhecimento sistemático sobre condicionantes da carstificação. De modo geral, os estudos existentes sobre o carste se confinam à fronteira entre a espeleologia e a geomorfologia, seja em escala nacional (Karmann & Sanchez 1979, Auler & Farrant 1996), ou de unidades geotectônicas (Sánchez 1984, Karmann 1994).

Os trabalhos recentes (Rebello *et al.*, 2006; Bahniuk *et al.*, 2006), na tentativa de melhor explicar as feições cársticas, englobaram condicionantes regionais, locais e petrográficas, procurando enfocar um conhecimento sistematizado de tais condicionantes.

O conhecimento existente sobre carste na Região Metropolitana de Curitiba encontra-se fragmentado, na maioria das vezes o enfoque principal são os sistemas hidrogeológicos (Lisboa, 1997; Bonacim, 1996 e Hindi, 1999). Deve-se mencionar ainda os levantamentos de formas cársticas através de análises geomorfológicas, efetuados por Silva (1991) *apud* Bonacim (1996) e o monitoramento de fenômenos de subsidência do terreno em função da exploração do aquífero cárstico da região, realizados por Nadal *et al.*, (1995).



## 4. GEOLOGIA DA ÁREA

### 4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA

Segundo Bigarella & Salamuni (1958) a área estudada é caracterizada por rochas metacarbonáticas da Formação Capiçu como espessos corpos lenticulares, geralmente maciços. Algumas destas rochas metacarbonáticas apresentam um aspecto fitado ou bandado, resultado de uma alternância de camadas claras e escuras. A foliação principal aparece bem marcada, sendo paralela ao acamamento sedimentar. Localmente são observadas estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, acamamento gradacional, dobras convolutas e estruturas biogênicas.

Segundo o mapa geológico da Mineropar (2005) (Fig. 13) a Formação Capiçu é composta por (PSacd) mármore dolomíticos e metadolomitos com finas intercalações de quartzitos e metacherts; (PSacm) metassedimentos silitico-argilosos, incluindo metassiltitos, filitos, filitos grafitosos, metarritimitos, arcoseas, sericita xistos, quartzo-sericita-xistos e (PSacq) quartzitos, metarenitos e metarcoseos.

De acordo com Fiori (1990), a região está inserida na região de Morro Grande, caracterizada pela dobra sinforme homônima que apresenta traçado irregular, com aproximadamente 65 km de extensão, direção N30-60E que muda para E-W na área de Morro Grande – norte do Colombo (Fig. 13), em consequência do efeito da falha de arrasto dado pela Falha do Pessegueiro.

Segundo Fiori (1990), a foliação principal ( $S_1$ ) associada a este sistema, é predominantemente paralela ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ). Esta foliação ( $S_1$ ) encontra-se disposta segundo o plano axial de dobras fechadas e isoclinais, que segundo Santos & Schott (1982) *citado por* Bonacim (1996) apresenta eixos com atitudes em torno de E-W/30° e planos axiais E-W com mergulho 10° N. Para Fiori (1990), são testemunhos de um intenso processo de transposição do acamamento ( $S_0$ ), relacionado à tectônica de cavalgamento.

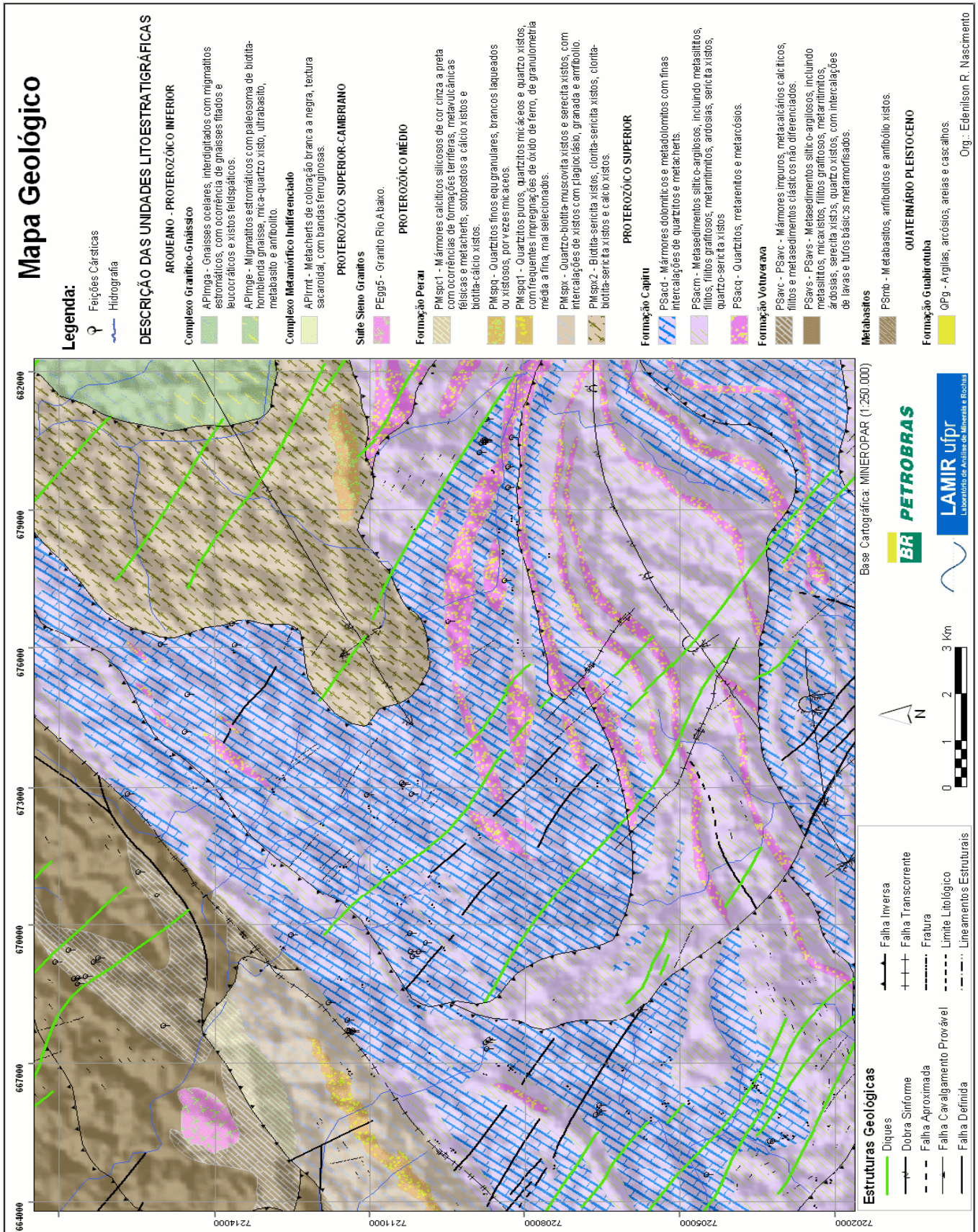


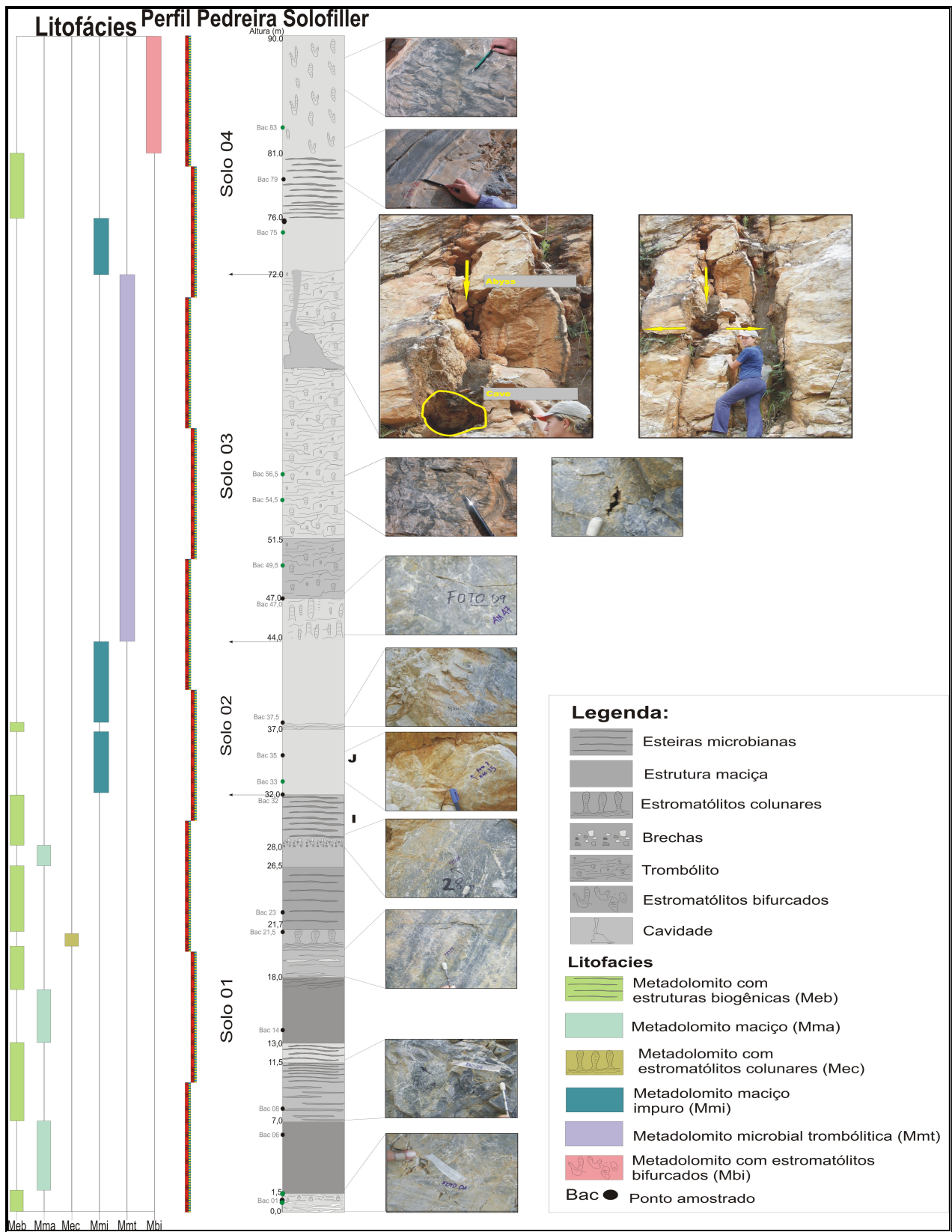
Figura 13 - Mapa geológico da Região da Gruta de Bacaetava. (Modificado de MINEROPAR, 2005)-

#### 4.2 LITOFÁCIES DA REGIÃO ESTUDADA

A seqüência típica da área estudada é representada pelo perfil da Pedreira Solofiller (Fig. 14), caracterizada por apresentar rochas metadolomíticas. O perfil está dividido em 4 unidades, sendo que a unidade 1 é definida pelas fácies metadolomito com estruturas biogênicas (*Meb*), fácies metadolomito maciço (*Mma*) e fácies metadolomito com estruturas colunares (*Mec*). A unidade 2 tem as fácies metadolomito maciço impuro (*Mmi*) e fácies metadolomito com estruturas biogênicas (*MmB*). A unidade 3 é composta por uma única fácies denominada de metadolomito trombolítica (*Mmt*), e a unidade 4, com as fácies metadolomito maciço impuro (*Mmi*), metadolomito com estruturas biogênicas (*Meb*) e metadolomito com estromatólitos bifurcados (*Mb*).

As características morfológicas e descrições petrográficas, químicas e mineralógicas serão descritas e discutidas no capítulo 07.





**Figura 14 - Perfil esquemático da Pedreira Solofiller com as litofácies divididas em três unidades**

## 5 CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS NA CARSTIFICAÇÃO

### 5.1 GENERALIDADES

Neste capítulo são apresentadas as características geomorfológicas da região estudada. Durante o período de dois anos, o Projeto Petrocal, vem desenvolvendo estudos detalhados sobre os controles geomorfológicos na carstificação. Nesta dissertação discorrer-se-á sobre os principais aspectos da geomorfologia embasados nos estudos de Rebelo *et al.*, (em preparação) na região.

### 5.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Regionalmente, a área é dividida em duas grandes bacias hidrográficas, a primeira é caracterizada pelo Rio Ribeira do Iguape e seus afluentes, que drena a área em estudo para o Oceano Atlântico e a segunda pelo Rio Iguaçu e seus afluentes, que drenam para a Bacia do Mar Del Plata (Fig. 15).

Na figura 15 são observadas diferenças na morfologia do terreno, onde na porção norte, bacia hidrográfica do Rio Açungui-Ribeira o terreno é dissecado, fortemente controlado pela estrutural do Açungui e também pelo elevado poder de erosão dos rios, visto a proximidade da jusante a montante, caracterizando rios jovens. Na porção sul, bacia do Alto Iguaçu, o relevo está aplainado e o poder erosivo do rio é baixo, caracterizado por um rio maturo a senil.

A região da Gruta de Bacaetava está localizada na porção norte na bacia hidrográfica do Rio Açungui-Ribeira, onde o relevo, a morfologia e a hidrografia são fortemente condicionados pelas feições estruturais e litotipos do Grupo Acungui. A região apresenta um fraturamento intenso nos metadolomitos, que favorece os processos de dissolução cárstica.

A região é caracterizada por apresentar cristas e vales encaixados. O relevo é condicionado por controle litoestrutural, com direções preferenciais EW e NW. As direções EW estão associadas à sinforme do Morro Grande de Idade Neoproterozóica, e as direções NW, com a intrusão de diques de diabásio de Idade Juro-Cretácea.

A litologia configura um controle importante na geomorfologia, onde as cristas alongadas e elevadas (Fig. 14 e 15) são constituídas por quartzitos, que se destacam no relevo e atingem a cota de 1085 metros, os morros menos elevados e mais arredondados, são compostos por filitos. Os vales são preferencialmente constituídos por metadolomitos. Os diques de rochas básicas preferencialmente são cristas, exceto quando estes interceptam rochas de menor competência, neste caso então, ocorrem como vales (Fig. 13).

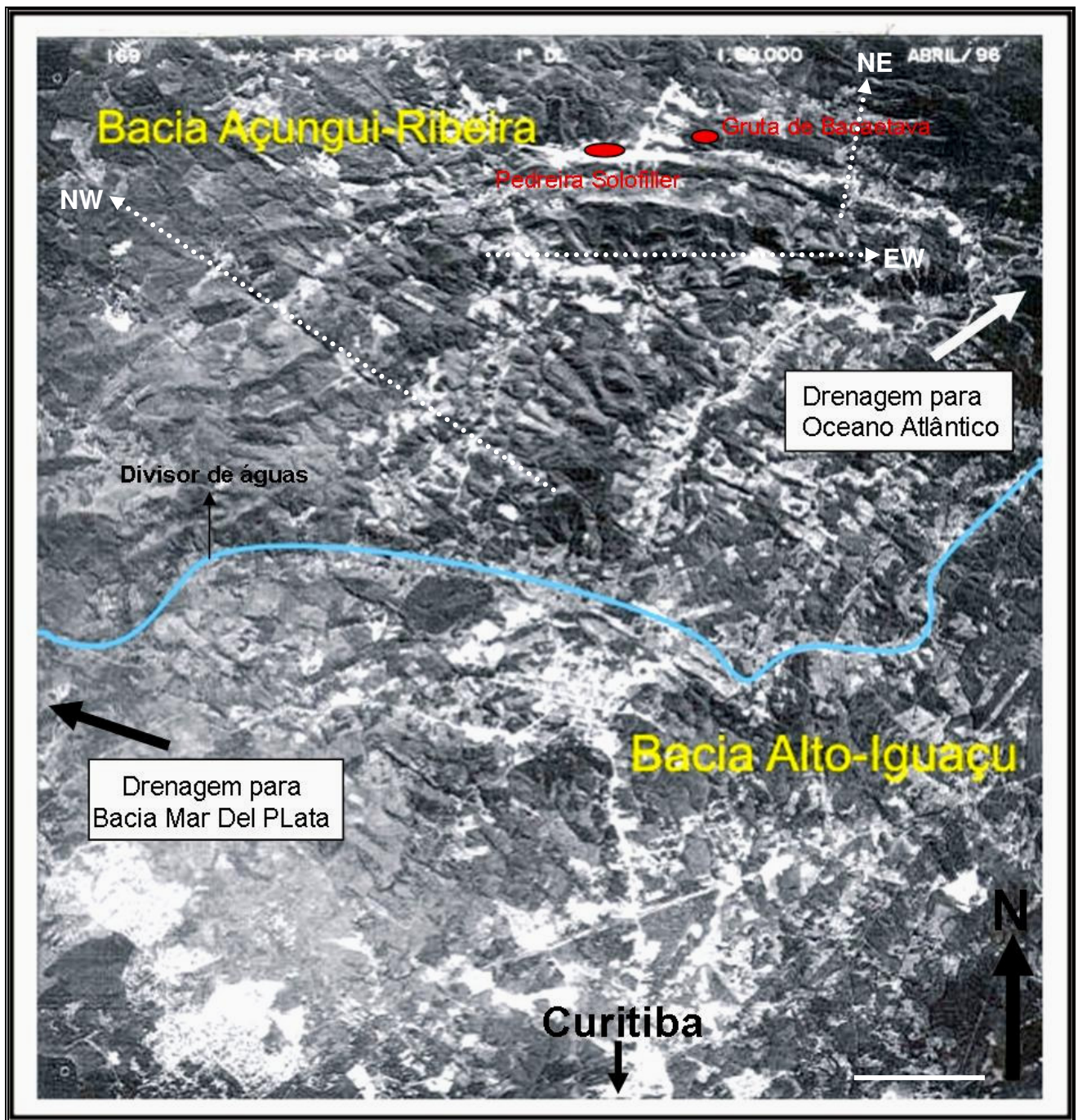


Figura 15 - Foto área, onde são observadas as diferenças na morfologia do terreno das Bacias do Alto Iguaçu e Açungui-Ribeira. Notar a área de estudo no detalhe a N/NE. Fonte: COMEC (1996).

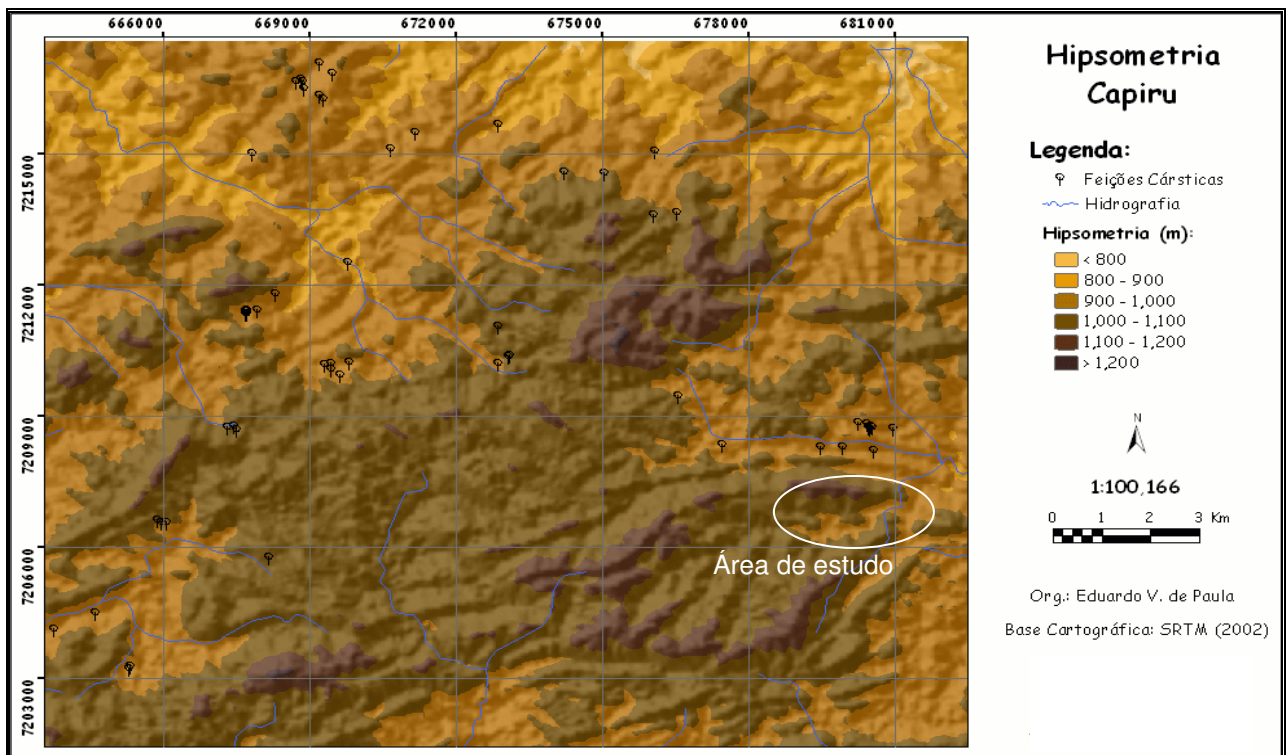
Na geomorfologia, o carste mais antigo é aquele que está inserido nas cotas altimétricas mais elevadas devido à ação erosiva das drenagens e o conseqüente aplainamento. Para Rebelo *et al.*, (2006), existem três superfícies de aplainamento/erosão que estão relacionadas aos processos de carstificação:



- Fragmentos de paleocarstes associadas aos testemunhos da Superfície Purunã, em cotas superiores a 1000 metros;
- Superfície Alto Iguaçu, com cotas entre 800 e 1000 metros;
- Vale do Ribeira, com cotas entre 300 e 800 metros.

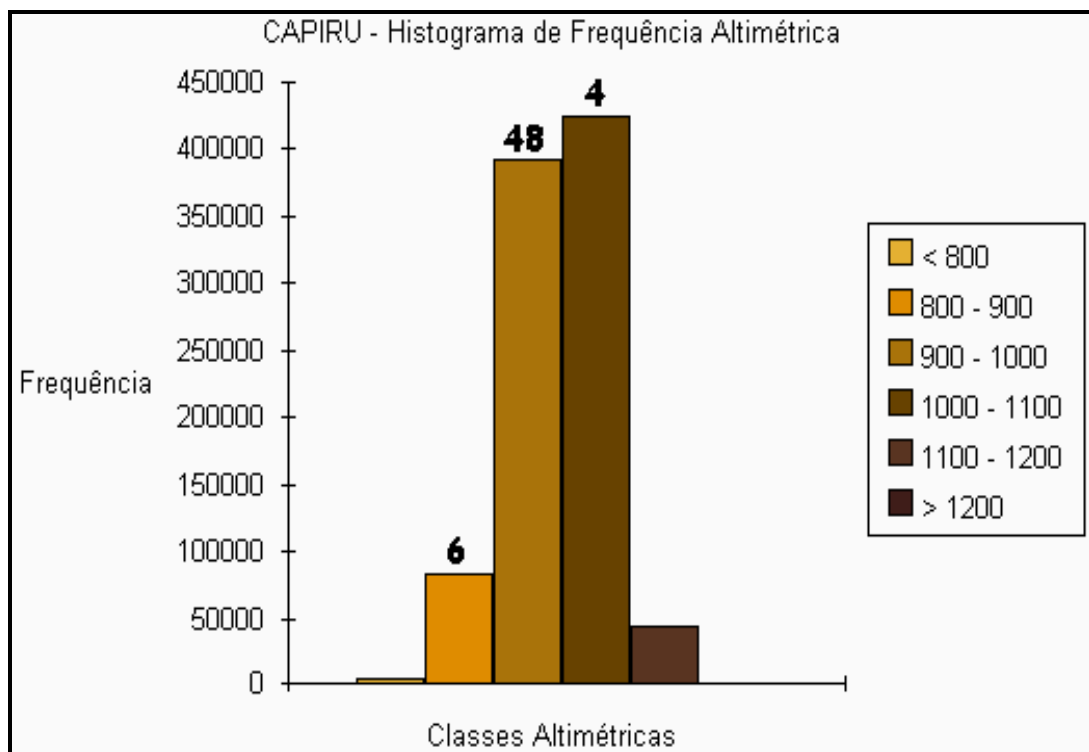
No mapa hipsométrico (Fig. 16) da Região do Capiu, na qual está inserida a área de estudo, estão plotados todas as feições cársticas catalogadas pelo GEEP Açungui (Grupo Espeleológico do Estado do Paraná). No mapa é possível observar que a maioria das cavernas ocorre entre 800 e 900 metros.

A partir das inferências estatísticas, foi possível gerar um histograma de frequência acumulada, oriundo da relação da quantidade de cavernas em determinados intervalos altimétricos. Segundo o histograma (Fig. 17), 85% das cavernas da região ocorrem entre as cotas 800 e 900 metros de altitude, podendo ser diagnosticadas como Superfície do Alto Iguaçu.



**Figura 16 - Mapa Hipsométrico da Região da Gruta de Bacaetava com as feições cársticas identificadas**





**Figura 17 - Histograma de frequência acumulada, oriunda da relação quantidade de cavernas em determinados intervalos altimétricos. Observar a presença de 85% das cavernas, entre 800 e 900 ms de altitude. Fonte: Projeto Petrocal.**

### 5.3 SISTEMAS DE DRENAGEM

De maneira geral, na área em estudo, as rochas metacarbonáticas carstificadas constituem as zonas rebaixadas, circundadas por grandes cristas de filitos e quartzitos que atuam como divisores de água. Observa-se que as drenagens são controladas pelo complexo arcabouço litológico-estrutural da região (Fig. 18).

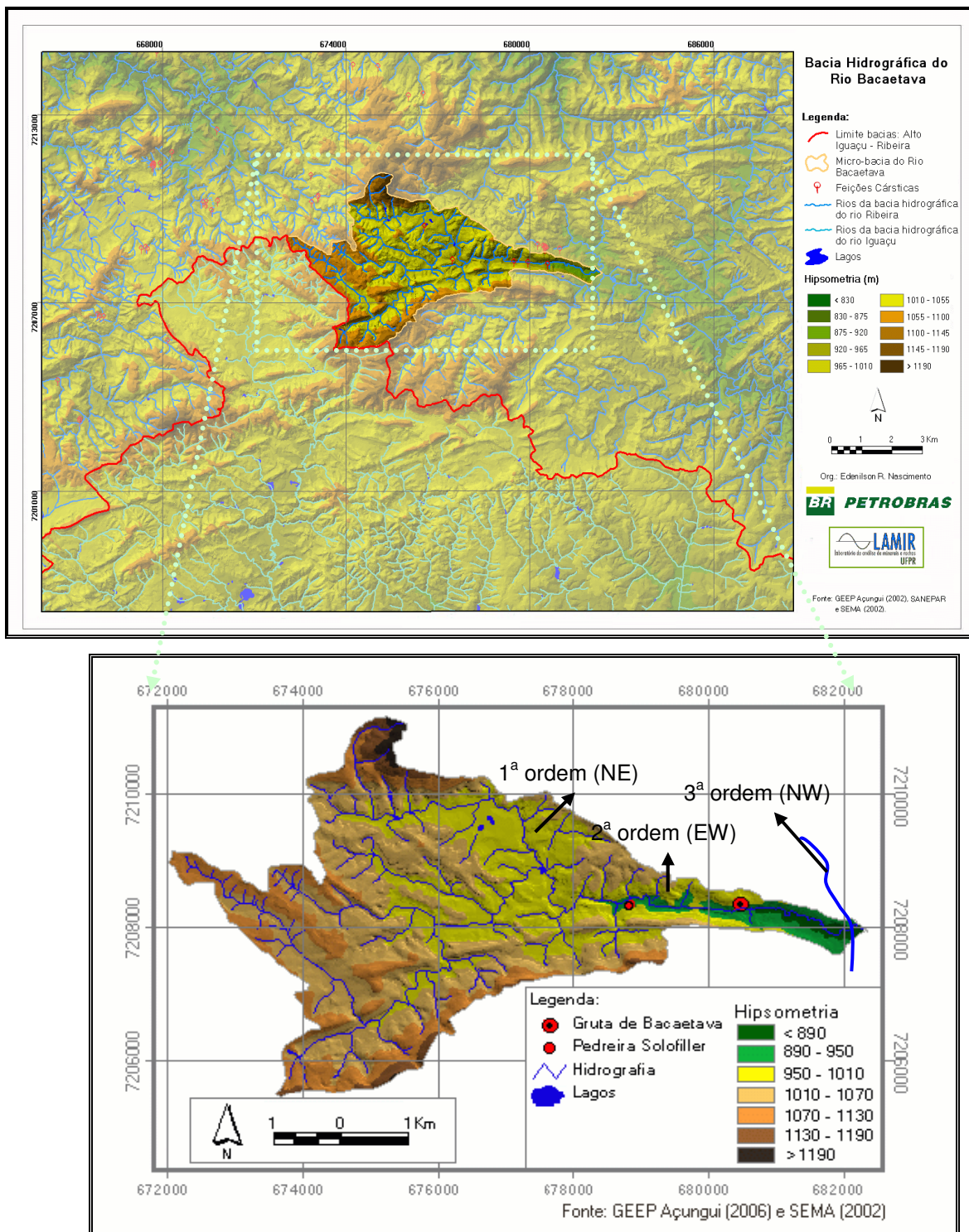


**Figura 18 - Rio Bacaetava de direção EW, controlado pela estrutural.**

O forte controle estrutural exercido sobre o conjunto de drenagens é facilmente identificado nas fotografias aéreas e nos modelos digitais do terreno (Fig. 15 e 16). O padrão de drenagem varia de acordo com os tipos litológicos, com as direções de fraturamento e as direções das camadas. Preferencialmente, o desenvolvimento da rede de drenagem ocorre ao longo das direções de fraturamento, onde os processos intempéricos possuem maior influência sobre as rochas.

Na bacia hidrográfica do Rio Bacaetava (Fig. 19) são observadas duas direções preferenciais no padrão de drenagem, condicionadas pelos diques de direção NW-SE e pelo flanco norte da dobra do Morro Grande, com eixo na direção E-W.

Na região são observadas expressivas quantidades de sumidouros, caracterizados por drenagens verticais, geralmente associados a abismos e neste estudo foram classificados como rios de 1ª ordem, de acordo com a classificação de drenagens de Guerra & Cunha (1994). Por sua vez, o Rio Bacaetava, que tem direção E-W, é definido como rios de 2ª ordem, responsável pela abertura e evolução da gruta. Dinamizando o sistema, têm-se as drenagens de 3ª ordem, que captam os rios de 2ª ordem. Na área o rio de 3ª ordem é caracterizado pelo Rio Capivari, com direção NW (Fig. 19).

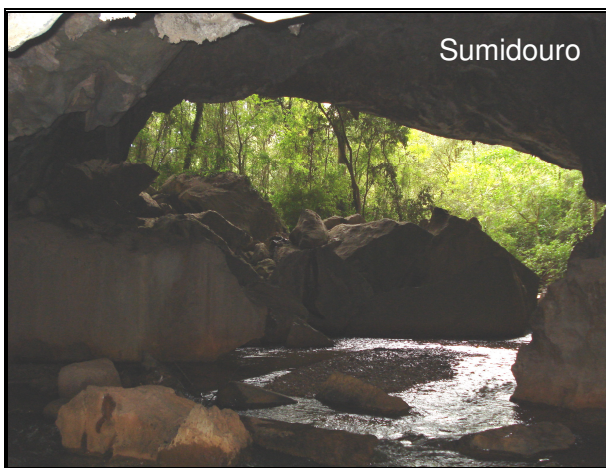


**Figura 19 - Bacia hidrográfica do Rio Bacaetava, observar a ordem das drenagens.**

A Gruta de Bacaetava, sobre o enfoque da drenagem, demonstra 2 episódios de rebaixamento do nível de base, fato comprovado pelos 2 salões encontrados na gruta (Fig. 04).



O salão superior está inativo, considerando a drenagem, praticamente não há dissolução horizontal, visto o baixo ou inexistente fluxo de água neste sentido. O salão inferior, onde corre o Rio Bacaetava, apresenta duas aberturas, sendo a primeira quando o rio torna-se subterrâneo, sumidouro, (Fig. 20) e a segunda quando o rio volta a superfície, ressurgência (Fig. 21). Existe uma diferença na altura entre os salões, onde o superior tem em média de 2,0 m e o inferior tem por porções que atingem até 6,0 metros.



**Figura 20 - Sumidouro do Rio Bacaetava, quando o rio torna-se subterrâneo.**



**Figura 21 - Ressurgência do Rio Bacaetava, rio volta à superfície.**

#### 5.4 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

- O relevo local, a morfologia e a hidrografia são fortemente condicionados pelas feições estruturais e litotipos do Grupo Acungui.
- Com base em produtos cartográficos verifica-se que, na região estudada, a paisagem é diretamente influenciada pela litologia e o padrão estrutural.
- Segundo Rebelo *et al.*, (2006 c, em preparação), os impactos da variação do nível de base dos rios, durante os ciclos erosivos, causam truncamento, exposição e rejuvenescimento das feições cársticas, sendo confirmada na área em estudo, onde ao contrário do carste submerso, onde ocorre a preservação, a Gruta de Bacaetava se encontra exposta. Atualmente, a drenagem está ativa, rejuvenescendo o sistema.

- Na evolução do ciclo cárstico da Gruta de Bacaetava o nível de base do Rio Bacaetava esteve estacionado pelo menos duas vezes, evidenciado pela existência de galerias em níveis altimétricos diferentes. Para Rebelo *et al.*, (2006 c, em preparação), esta variação do nível dos rios está associado aos processos dos ciclos erosivos.
- As rochas metadolomíticas ocorrem no interior do vale e as rochas quartzíticas e filitos constituem as partes mais elevadas do relevo, protegendo assim os metadolomitos da erosão, favorecendo a carstificação.
- Em geral, drenagens de 1ª ordem formam sumidouros e/ou dolinas, enquanto o Rio de Bacaetava, de 2ª ordem, com direção aproximada leste – oeste, é responsável pela abertura e ampliação da gruta. Por sua vez, o sistema hidrográfico do Rio Bacaetava é coletado pelo Rio Capivari (3ª ordem), na cota de 750 metros. Este último é controlado por estruturas NW, mais jovens, que cortam transversalmente as feições anteriores.
- A partir dos estudos geomorfológicos, fica evidente que a inter-relação do arcabouço estrutural e litológico é o fator determinante no controle do relevo, da morfologia e também da hidrografia.

## 6 CONTROLES ESTRUTURAIS NA CARSTIFICAÇÃO

### 6.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo sintetiza e descreve as diversas estruturas geradas em fases distintas de deformação crustal, registradas na Região da Gruta de Bacaetava, sendo estas expressas na forma de dobras, foliações e fraturas.

Foram coletados dados estruturais da direção do acamamento e das famílias de fraturas na Pedreira Solofiller e na Gruta de Bacaetava. Nos trabalhos de campo foi observado que o padrão de deformação na área apresenta características heterogêneas, visto a presença de rochas intensamente deformadas, próximas à rochas com estruturas sedimentares reliquias.

Neste trabalho, os aspectos estruturais mais importantes para o controle da dissolução são as estruturas associadas aos processos rúpteis (falhas, fraturas e juntas). Foram realizados estudos detalhados visando um melhor entendimento destas estruturas e suas implicações na dissolução.

Os dados são apresentados em três escalas, escala regional (foto-interpretação escala 1:60.000), escala mesoscópica (foto-interpretação escala 1:25.000) e escala macroscópica (dados estruturais das fraturas medidas em campo).

### 6.2 ANÁLISE GEOMÉTRICA

Neste item são descritos os elementos planares (foliações, dobras, fraturas e juntas), bem como, as variações em seu comportamento espacial, delimitadas em setores estruturais distintos dentro da área.

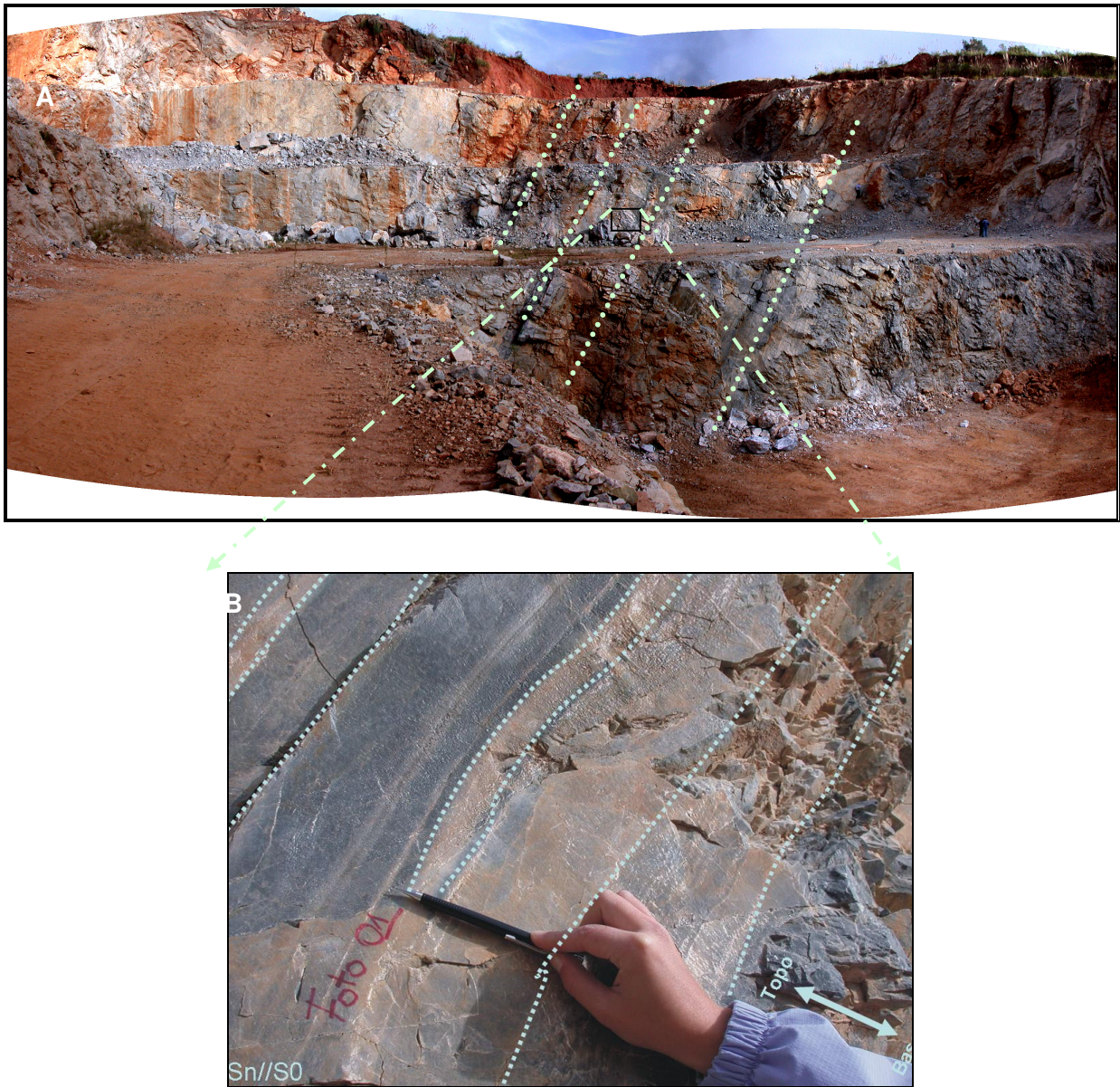
### 6.2.1 Caracterização das Foliações

#### *Acamamento reliquiar (S0)*

Na Pedreira Solofiller (Fig. 22 A) foram descritos bandamentos compostos por alternâncias de níveis retilíneos milimétricos a sub-centimétricos, onde foi detectada variação composicional, assim como variação granulométrica (Fig. 22 B). Esta variação foi definida neste trabalho como acamamento sedimentar reliquiar. Estas feições são estruturas sedimentares primárias na forma de laminações plano-paralelas.

As estruturas primárias encontram-se bem preservadas, apesar das rochas desta região terem passado importantes processos deformacionais, como, cavalgamentos em condições metamórficas que alcançou a fácies xisto verde, zonas da clorita e da biotita. Estes níveis apresentam aparente continuidade lateral, o que ajuda na definição desta superfície reliquiar.



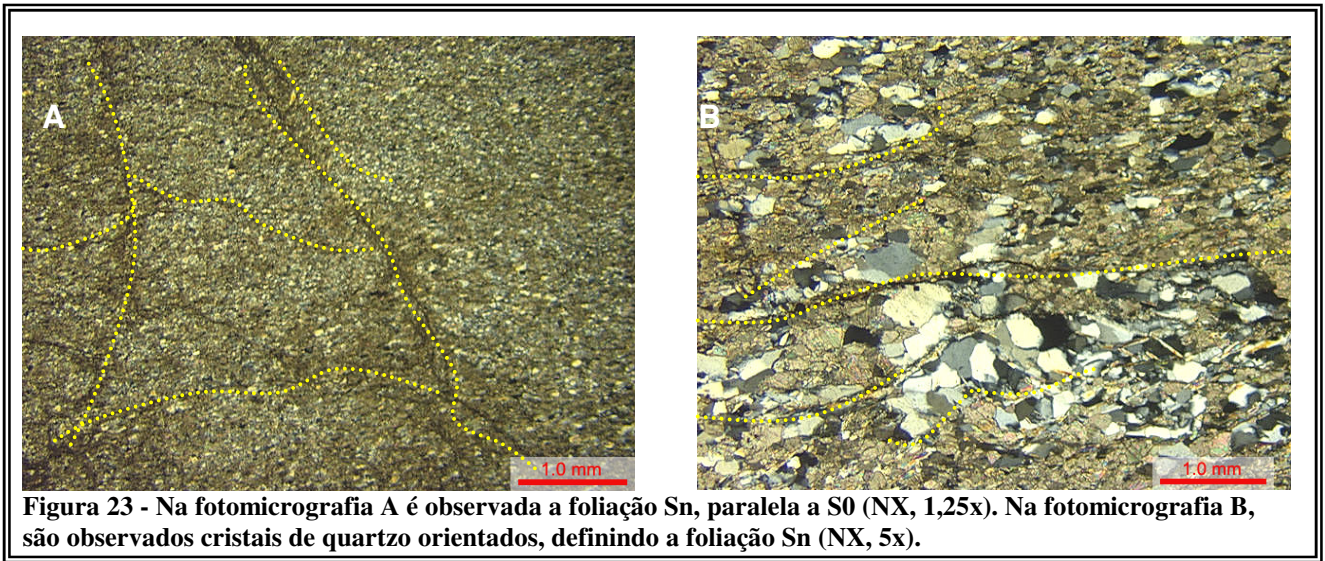


**Figura 22 - Afloramento da Pedreira Solofiller (A), no detalhe (B), observar a alternância de níveis de diferente cores, definidos como acamamento reliquiar (Sn/S0).**

### *Foliação Metamórfica (Sn)*

As rochas metacarbonáticas apresentam finas superfícies descontinuas que se caracterizam por fraturamento. Essas superfícies se encontram paralelas ao acamamento sedimentar e são interpretadas como uma foliação metamórfica superimposta (Sn) (Fig. 23 A). Quando as rochas metacarbonáticas apresentam maior

quantidade de quartzo em sua composição, são nota-se que esses níveis encontra-se orientado, definindo a foliação metamórfica (Sn) (Fig. 23 B).



### 6.2.2 Caracterização das morfoestruturas regionais e mesoscópica

#### *Análise Regional*

Para a análise regional foram considerados os principais alinhamentos e lineações traçados na foto aérea, escala 1:60.000 (Fig. 24). Na análise foram observadas diferenças na morfologia do terreno, comentadas no capítulo anterior. A porção superior, denominada de Bacia do Rio Açungui-Ribeira, onde está inserida a área do trabalho, o terreno é bastante dissecado, configurando uma região montanhosa, reflexo do forte controle estrutural. Na porção inferior da foto área, a morfologia do terreno é aplainada e denominada de Bacia do Rio Alto-Iguaçu (Fig. 24). O divisor de águas entre as bacias, está a sul da área estudada.



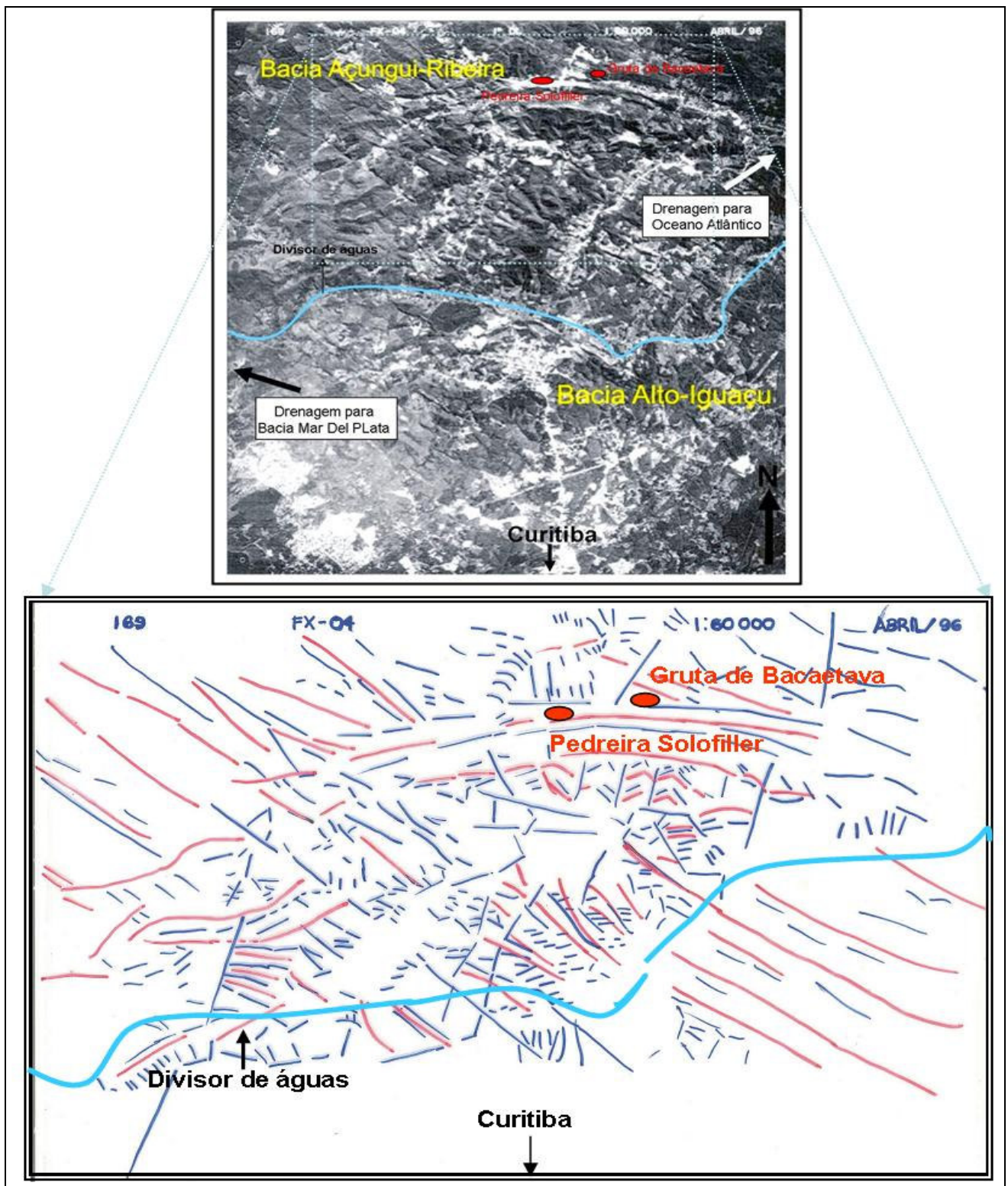
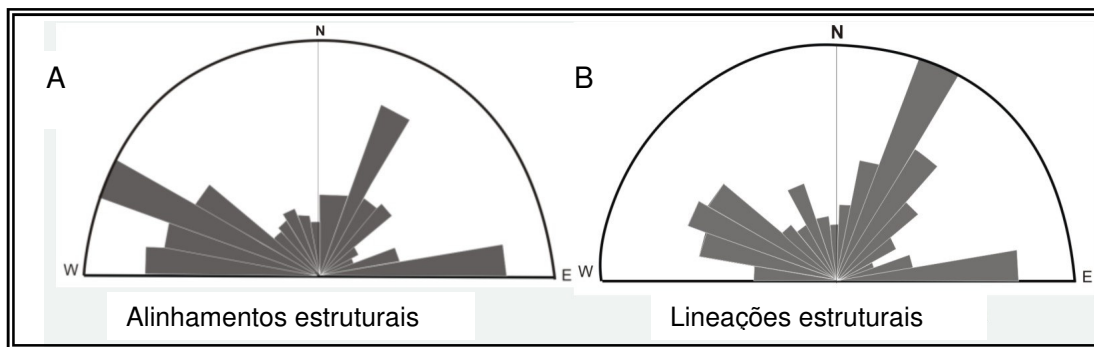


Figura 24 - Foto aérea (A), destacando a foto interpretação (B) com as principais direções dos alinhamentos e lineações da área.

Os diagramas de rosetas foram adquiridos a partir do traçado dos principais alinhamentos e lineações positivos (altos topográficos) e negativos (baixos topográficos) sobre as fotos áreas, escala 1:60.000 (Fig. 25).

O diagrama de rosetas do comprimento acumulado (alinhamentos estruturais), demonstra direção preferencial para N30-50W e EW, secundariamente N20-30E. No diagrama de rosetas da frequência acumulada (lineações estruturais), são observadas direções marcantes para NE, com baixa tendência para N30-50W e EW.



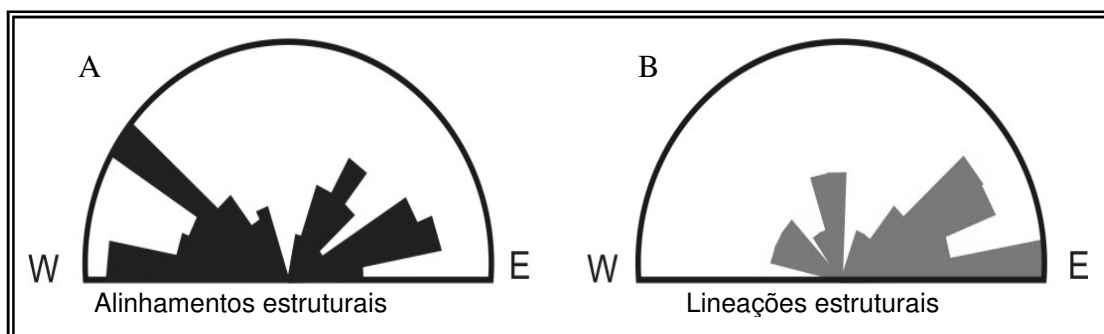
**Figura 25 - (A) Diagrama de rosetas para comprimento acumulado, oriundo do traçado dos principais alinhamentos estruturais e (B) Diagrama de rosetas para frequência acumulada, provinda do traçado das principais lineações estruturais da área estudada.**

### *Análise Mesoscópica*

Na análise dos controles mesoscópicos foram traçadas as principais direções dos alinhamentos e lineações em foto aérea, escala 1:25.000. As direções encontradas são semelhantes às encontradas na análise regional.

Na figura 26 estão representados os diagramas de rosetas com as principais direções dos alinhamentos (comprimento acumulado) e das lineações (frequência acumulada). São demonstradas as tendências estruturais locais. O diagrama, representado na figura 27 A, mostra que os alinhamentos, que são caracterizados pelos lineamentos de maior extensão têm direção preferencial N30-40W e secundariamente W-EW, com baixa tendência para N30-70E.

Na figura 27 B, tem-se o diagrama de rosetas das lineações, caracterizadas por serem de menor extensão, e com tendências para NE e, secundariamente, E-EW e NS.



**Figura 26 - (A) Diagrama de rosetas para comprimento acumulado (alinhamentos estruturais) e (B) Diagrama de rosetas para frequência acumulada (lineações estruturais).**

Na interpretação das duas fotos áreas, em escalas diferentes, verifica-se semelhanças nas direções estruturais, sendo possível correlacioná-las com eventos regionais, onde as direções EW, estão associadas ao flanco norte da Sinforme do Morro Grande e as direções NE estão associadas a Falha da Lancinha; e as direções NW associou-se as intrusões dos diques básicos.

### 6.2.3 Caracterização das famílias de fraturas

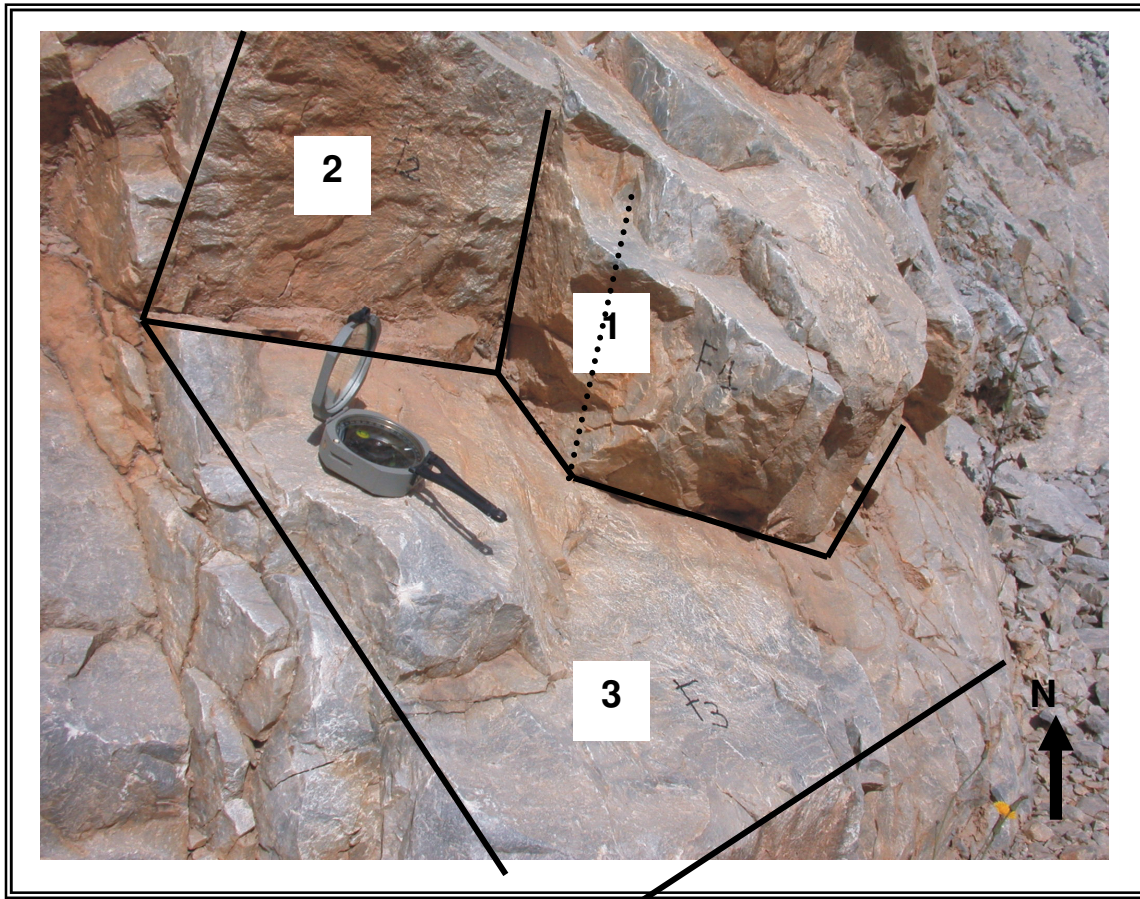
#### *Análise Macroscópica*

Na análise macroscópica são discutidos os levantamentos de campo na Pedreira Solofiller, onde foram realizadas análises descritivas e cinemáticas, medidas estruturais planares e lineares das estruturas encontradas, em especial as mais propensas a dissolução. No interior da Gruta de Bacaetava, foram realizadas medidas estruturais das principais direções das ornamentações, da abertura da caverna e do acamamento.

Na Pedreira Solofiller foram descritas e definidas três famílias principais de fraturas, diretamente correlacionáveis com as feições estruturais encontradas dentro da Gruta de Bacaetava.

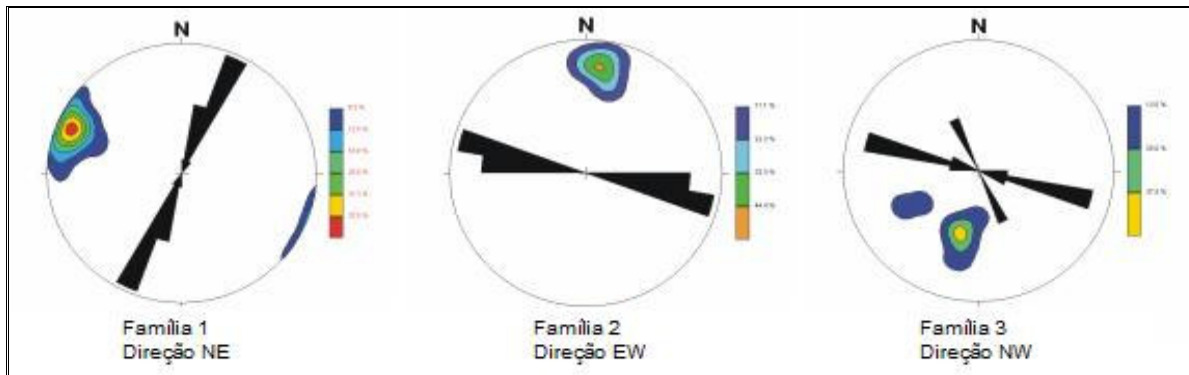


As famílias de fraturas apresentam características e direções diferentes, e nesse trabalho foram denominadas de família 1, família 2 e família 3 (Fig. 27).



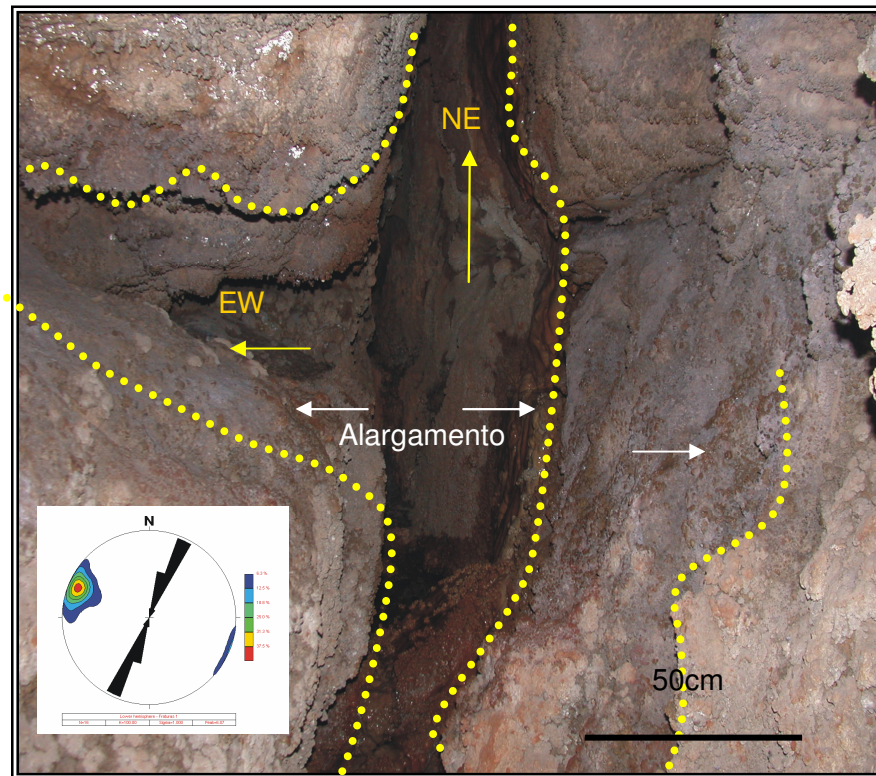
**Figura 27 - Três direções principais das famílias de fraturas encontradas na Pedreira Solofiller.**

A família 1 é caracterizada na Pedreira Solofiller por fraturas abertas, descontínuas e com direção preferencial NE (Fig. 28). A família 2, tem fraturas abertas, contínuas e penetrativas com direções EW, comumente paralela ao acamamento da rocha (Fig. 28). A família 3 é caracterizada por fraturas fechadas, contínuas, comumente perpendiculares a família 2 e com direção preferencial NW (Fig. 28).



**Figura 28 - Diagrama de rosetas das famílias de fraturas 1, 2 e 3.**

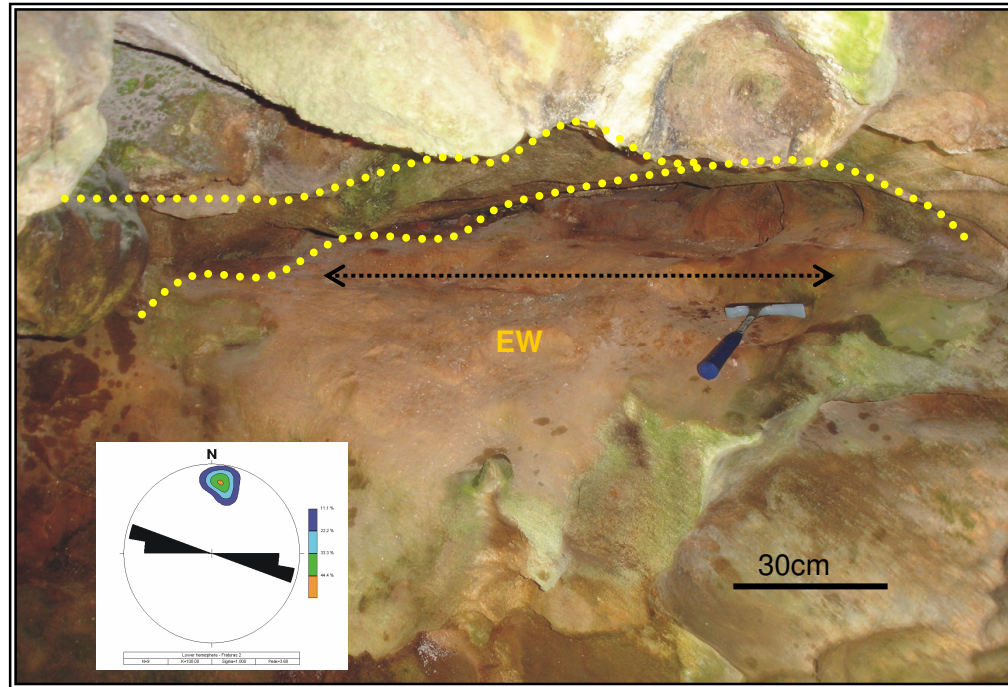
No interior da Gruta de Bacaetava são observadas direções semelhantes às encontradas na Pedreira Solofiller, sendo que à família 1 de direção NE, peretencem as fraturas abertas e estão relacionadas as fendas de dissolução (Fig. 29). Comumente as fendas são verticais e são as principais ligações entre o salão superior e o inferior, sendo que o salão superior está inativo, considerando a drenagem. As direções NE são alargadas pela dissolução cárstica, devido intenso fluxo de água, implicando em maiores taxas de dissolução.



**Figura 29 - Família 1: fraturas abertas, com direção NE, na Gruta de Bacaetava estão associadas as fendas de dissolução. Na atualidade encontra-se abertas por dissolução.**



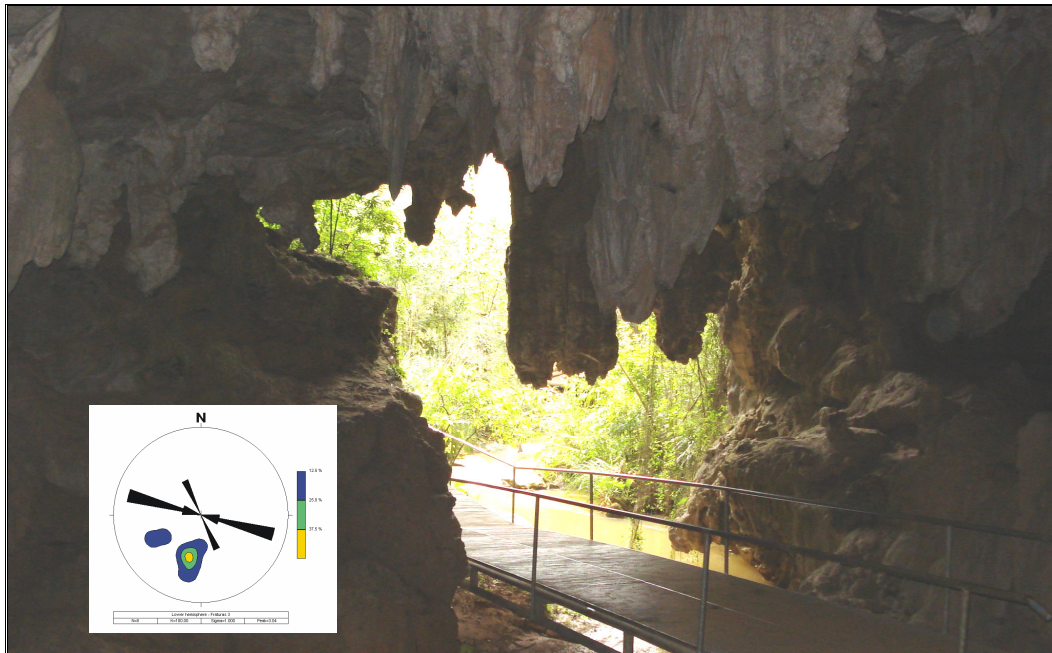
A família 2, com rumo para EW, exibe fraturas abertas paralelas à direção do acamamento, tanto na pedraira quanto na gruta. Na Gruta de Bacaetava esta família de fratura, coincide com a direção da abertura da gruta e está relacionada diretamente com a evolução da caverna (Fig. 30).



**Figura 30 - Família 2: fraturas abertas e estão associadas à abertura e evolução da Gruta de Bacaetava. Esta direção coincide com a direção do acamamento (So), tanto na Gruta de Bacaetava quanto na Pedreira Solofiller.**

A família 3, de direção NW, mostra fraturas fechadas e na gruta estão relacionadas com a direção principal de ornamentação. Neste sistema o fluxo de água é lento, implicando num maior tempo para a precipitação, originando as estalactites, estalagmites e cortinas (Fig. 31).





**Figura 31 - Família 3 com direção NW caracterizadas por fraturas fechadas que no interior da gruta é a principal direção de ornamentação.**

As famílias de fraturas, quando se interceptam, geram um tipo de porosidade secundária especial denominada porosidade cárstica, caracterizada pela criação de vazios por dissolução, oriundos de diferentes direções de fraturas conectadas. Esses vazios são importantes condutos na gruta.

Geralmente, as famílias de fraturas 1 e 2 se interceptam. A família 1 com direção NE, tem fraturas abertas, caracterizadas pelas fendas de dissolução e interceptam a família de fraturas 2 com direção NW, representadas pela direção do acamamento e pela abertura da gruta. Quando da interceptação há a formação de condutos de dimensões métricas (Fig. 32), onde a direção do fluxo do Rio Bacaetava coincide com a direção destas fraturas (Fig. 33).

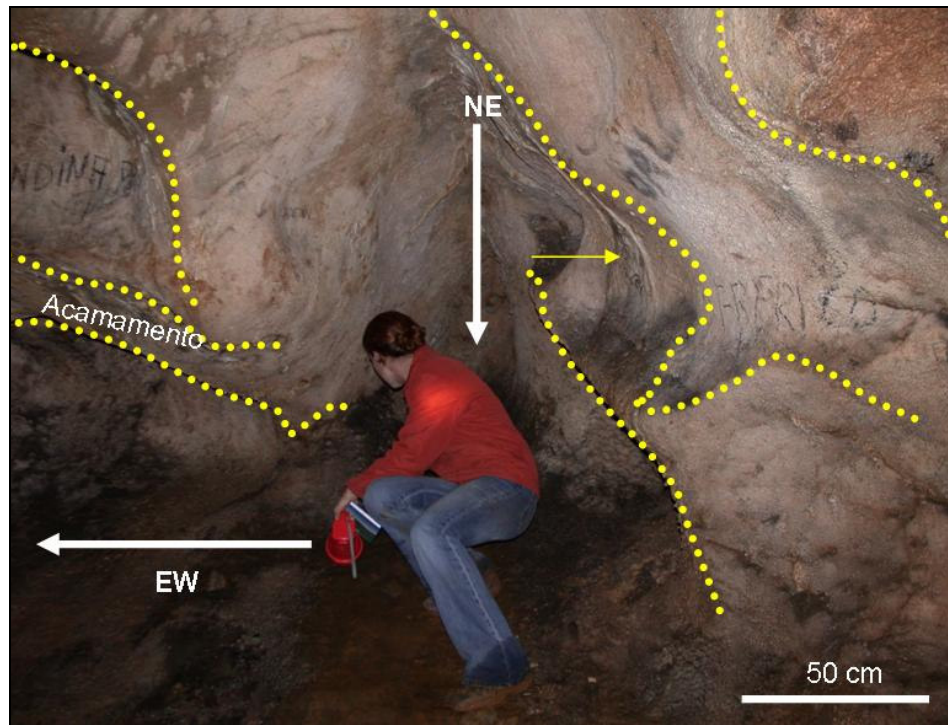


Figura 32 - Processos de dissolução associados a interceptação das fraturas.

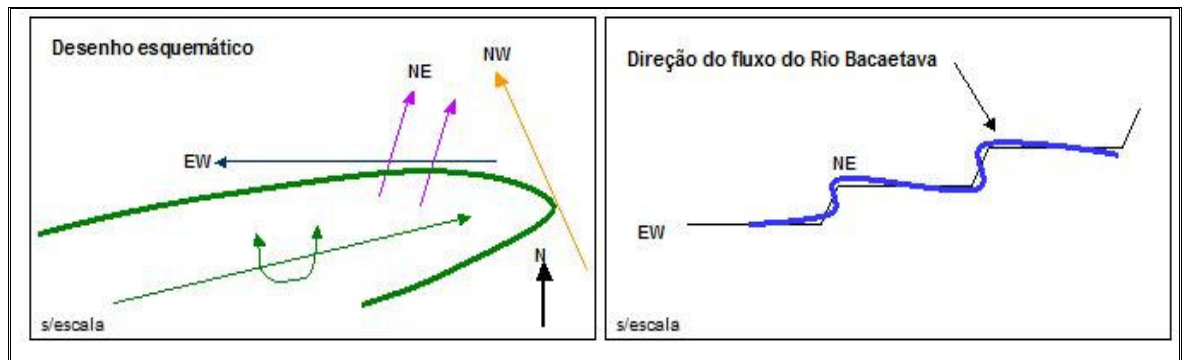


Figura 33 - Desenho esquemático da dobra sinforme com as principais direções de fraturamento (A), direção do fluxo do Rio Bacaetava, dentro da Gruta homônima (B).

### 6.3 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

- As principais direções estruturais da região de Morro Grande são predominantemente N20-30E, N30-50W e EW. Estas direções estão diretamente relacionadas à evolução dos sistemas cársticos da Gruta de Bacaetava, pois as direções das fraturas EW são as mesmas do acamamento e da abertura da caverna, onde há um predomínio horizontal da dissolução. As fraturas abertas de direção N20-

30E estão relacionadas às fendas de dissolução, onde há predomínio vertical da dissolução e fazem a ligação entre os salões da gruta. As fraturas fechadas N30-50W são as fraturas responsáveis pela ornamentação da Gruta de Bacaetava.

- De acordo com as características estruturais observadas nas 3 escalas trabalhadas (regional, mesoscópica e macroscópica), observou-se que na área da Gruta de Bacaetava, as direções principais e definidoras da dissolução são as direções NE e EW.
- Os fraturamentos de direção EW, estão relacionados à deformação dúctil-rúptil do Grupo Acungui (sinforme do Morro Grande), que segundo FIORI (1990), foi gerado por esforços coaxiais, com movimentações ao longo de planos com mergulhos médio/baixos, responsáveis por metamorfismo, variando de baixo a médio grau, em escala regional. Este padrão deformacional é o mais visível em escala regional, por ocorrência dos maiores e mais marcantes lineamentos, assim como de seu condicionamento geomorfológico impresso.
- Os fraturamentos com direções N20-30E, observados na Gruta de Bacaetava e na Pedreira Solofiller foram gerados por deformação rúptil, e estão relacionados ao evento tectônico da Falha transcorrente da Lancinha. Assim, de acordo com FIORI (1990, 1994) esses fraturamentos configuram fraturas de relaxamento, sub-paralelas à direção das charneiras dos dobramentos.
- De acordo com Mizusaki & Thomaz Filho (2004), os fraturamentos de direção N30-50W são fraturas de tração relacionadas ao evento de intrusão dos diques básicos, ligados a uma tectônica essencialmente rúptil, responsável pela geração dos lineamentos NW intrudidos pelos diques básicos. Esta estruturação teve origem na geração do Arco de Ponta Grossa, quando dos fenômenos de diastrofismo Juro-Cretáceo responsável pela quebra do paleo-continente Gondwana.

## 7. CONTROLES FACIOLÓGICOS NA DISSOLUÇÃO

### 7.1 INTRODUÇÃO

Muito embora a dissolução nos metadolomitos seja também determinada e guiada por fatores geomorfológicos e estruturais, neste estudo percebeu-se que a faciologia exerce um papel importante nas taxas de dissolução.

Neste capítulo serão discutidas as principais características faciológicas dos perfis levantados na Pedreira Solofiller e na Gruta de Bacaetava. Os estudos faciológicos foram realizados com a finalidade de definir as características químicas, mineralógicas e faciológicas, que controlam ou favorecem a dissolução.

As nomenclaturas das fácies adotadas neste trabalho foram adaptadas do trabalho de JUSHACKS (2006) que realizou um estudo faciológico e paleo-ambiental na região.

### 7.2 PEDREIRA SOLOFILLER

A Pedreira Solofiller, com 90 m de altura (Fig. 34), está situada a aproximadamente 500 metros da Gruta de Bacaetava. A base do perfil foi definida a partir da segunda bancada explorada. A seção exposta foi dividida em 4 (quatro) unidades (Solo 1, Solo 2, Solo 3 e Solo 4) e em 6 fácies, assim definidas: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço (Mma), metadolomito com estromatólitos colunares (Mec), metadolomito maciço impuro (Mmi), metadolomito com estromatólitos bifurcados (Mbi) e metadolomitos microbial trombolítico (Mmt), definidos a partir das diferenças texturais, mineralógicas e químicas.



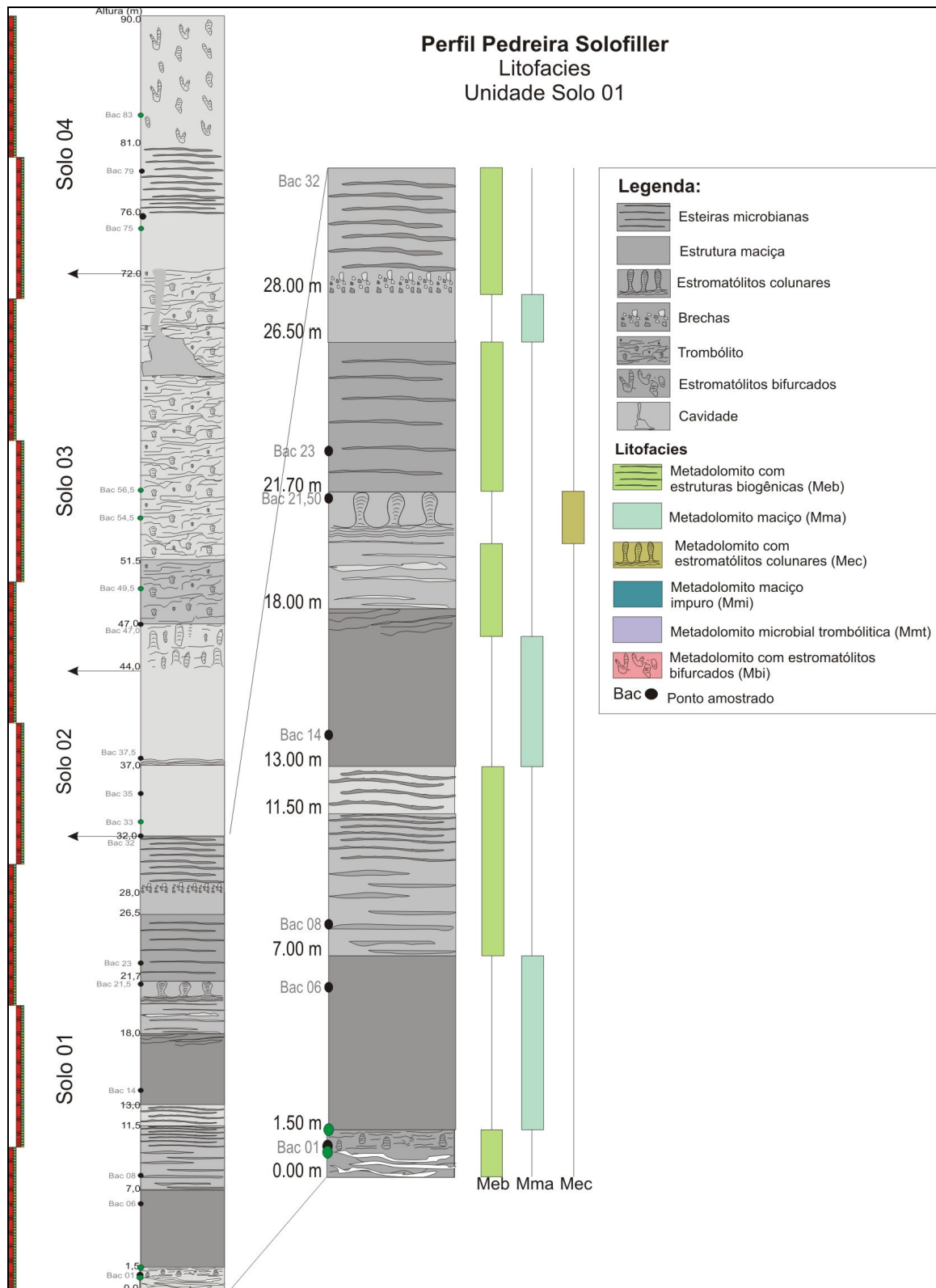


**Figura 34 - Vista parcial da Pedreira Solofiller, observar as diferentes cores das rochas metadolomíticas. Apresenta diferentes fácies de metadolomitos que são divididas em 4 unidades.**

#### 7.2.1 Caracterização macroscópica e petrográfica das unidades da Pedreira Solofiller

##### ***Unidade SOLO 01***

A unidade SOLO 01 tem 32 m de espessura, representando cerca de 35% do perfil analisado. Compreende o intervalo entre a base do perfil, 2ª bancada da pedreira Solofiller, até 32 metros (Fig. 35). A unidade é composta por três fácies, assim definidas: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço (Mma) e metadolomito com estromatólitos colunares (Mec).



**Figura 35 - Perfil esquemático com as litofacies da Pedreira Solofiller, destacando a unidade Solo 01, que foi dividida em três fácies: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço (Mma) e metadolomito com estromatólitos colunares (Mec).**

- *Metadolomito com estruturas biogênicas (Meb)*

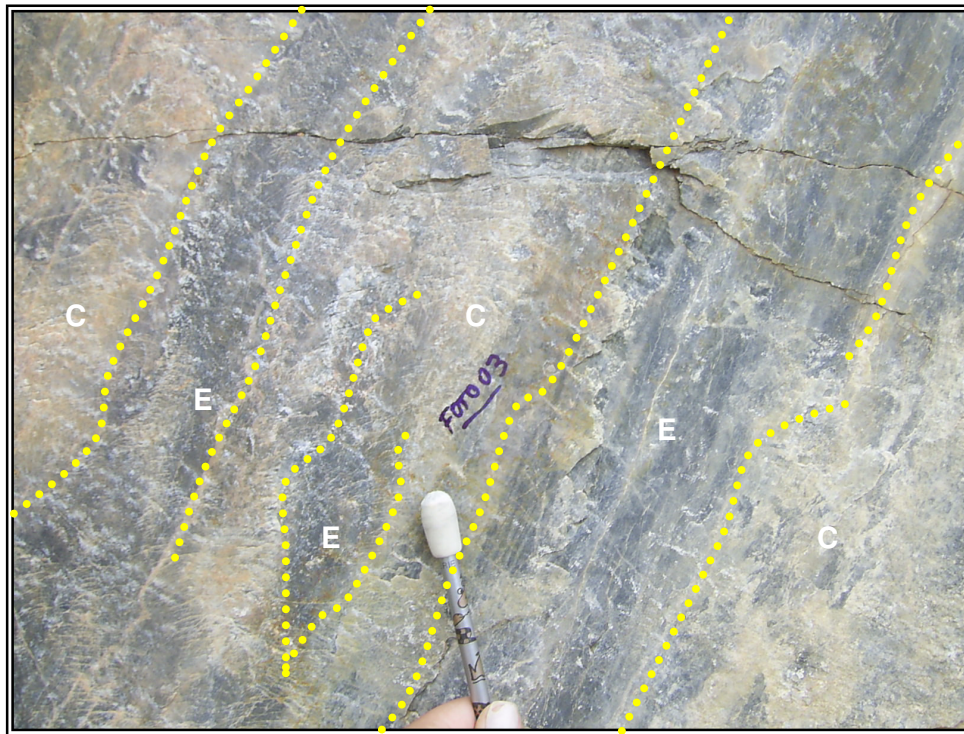
A fácies metadolomito com esteiras biogênicas (Meb) é caracterizada por esteiras microbianas, que são estruturas plano paralelas centimétricas, estratiforme, comumente de cor cinza escuro, granulação média e matriz da rocha de cor cinza claro. Ocorre a diminuição na espessura das laminações e no espaçamento entre as lâminas, da base para o topo.

No intervalo entre 0 e 1,5 metros, há uma alternância de níveis de cor cinza claro e escuro, as laminações são centimétricas e por vezes encontram-se onduladas e rompidas. No topo há evidências de feições estromatolíticas.

Entre as profundidades 7,0 e 13,0 metros as estruturas estão distantes cerca 20 cm uma das outras. A partir de 11,5 metros ao topo do *set*, há uma diminuição de cerca de 5 cm nos espaçamentos entre as lâminas, e estas ficam levemente onduladas na parte superior. As laminações estão evidenciadas pelo intemperismo.

No intervalo entre 18,0 e 21,0 m, têm-se esteiras microbianas que variam de milimétricas a centimétricas, com cor cinza escuro. As laminações são onduladas, algumas vezes ocorre o adelgaçamento destas (Fig. 36). No topo do *set* há a diminuição do espaçamento e da espessura das lâminas, e ocorre o crescimento, a partir das laminações, dos estromatólitos colunares.





**Figura 36 - Fácies metadolomito com esteiras biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - esteiras microbianas que variam de milimétricas a centimétricas, com variação da cor entre cinza claro (c) e escuro (e).**

Entre as profundidades 21,7 e 26,5 m as esteiras microbianas, distam entre si cerca de 20 cm, sendo continuas, retilíneas e cor cinza escuro.

No topo da unidade, entre 28,0 e 32,0 m, ocorre uma mistura das esteiras, rompidas e sem direção preferencial, sugerindo feição de brechas (Fig. 37), o comprimento das lâminas é de cerca de 5 cm e tem aproximadamente 15,0 cm de espessura. No topo do intervalo, em contato abrupto, têm-se esteiras regulares, continuas, onduladas na parte superior e espaçadas cerca de 20 cm.





**Figura 37 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - alternância de níveis milimétricos de diferente cor (A), no topo o material está brechado (B).**

Petrograficamente, estas rochas são compostas por dolomita de diferentes granulações e apresentam laminações plano-parelas marcantes.

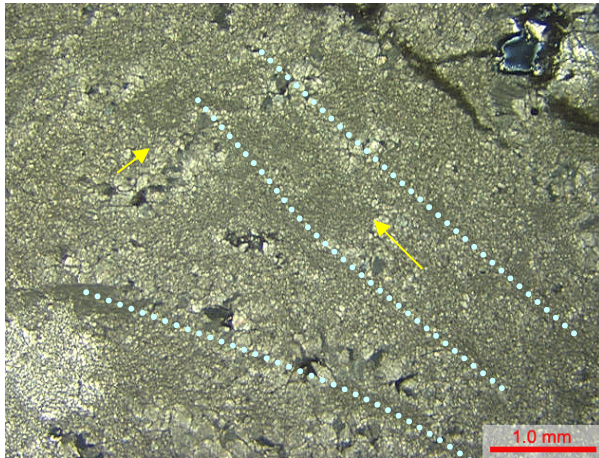
Base do perfil são observados grumos micríticos, comumente circundados por dolomita de granulometria média (Fig. 38). Ocorrem intraclastos de composição microdolomítica, com tamanhos milimétricos. Nota-se que as estruturas variam de arredondadas a alongadas. A matriz é composta por dolomita de granulometria muito fina.

Na profundidade 23,0 m as laminações estão rompidas (Fig. 40 A) e dispostas de forma aleatória, algumas vezes perpendiculares a laminação (Fig. 40 B), comumente ondulada, tanto na porção superior quanto na inferior. As laminações apresentam certa ritimicidade e são compostas de dolomita de granulação fina, enquanto que a matriz da rocha é composta por dolomita de granulometria média. Nestas amostras foram

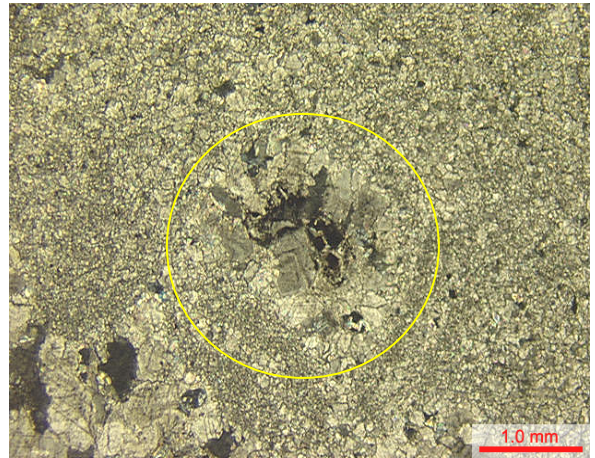


encontrados prováveis pseudomorfos de anidrita (Fig. 39), diagnosticados a partir do hábito.

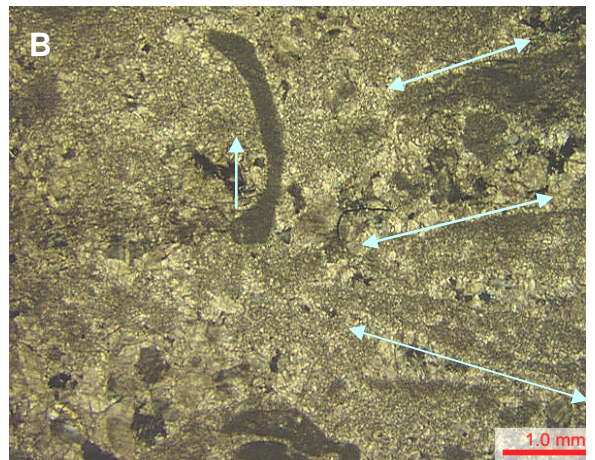
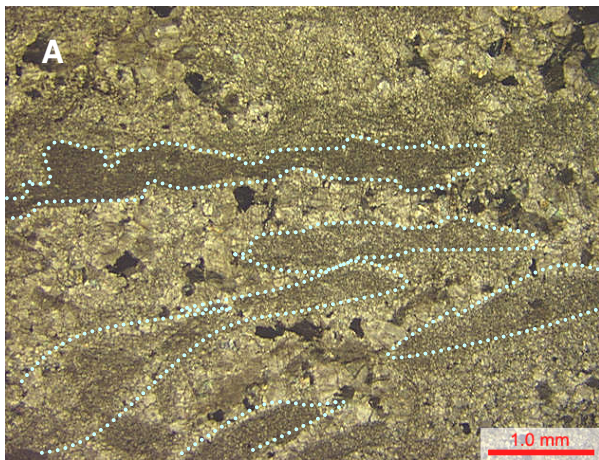
As características de rompimento das laminações, observadas em lâminas, indicam possíveis processos de oscilação do nível da água, ligados às variações ambientais. E essas características, segundo MYRROW *et al.*, (2004), são diagnósticas de FPC (*flat pebble conglomerate*), material exposto e depois misturado que está associado à variação da lâmina da água.



**Figura 38 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - grumos micríticos (setas), estruturas plano-paralelas com matriz de granulação média (NX, 1,25x).**



**Figura 39 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller - provável pseudomorfo de anidrita. (NX, 1,25x).**

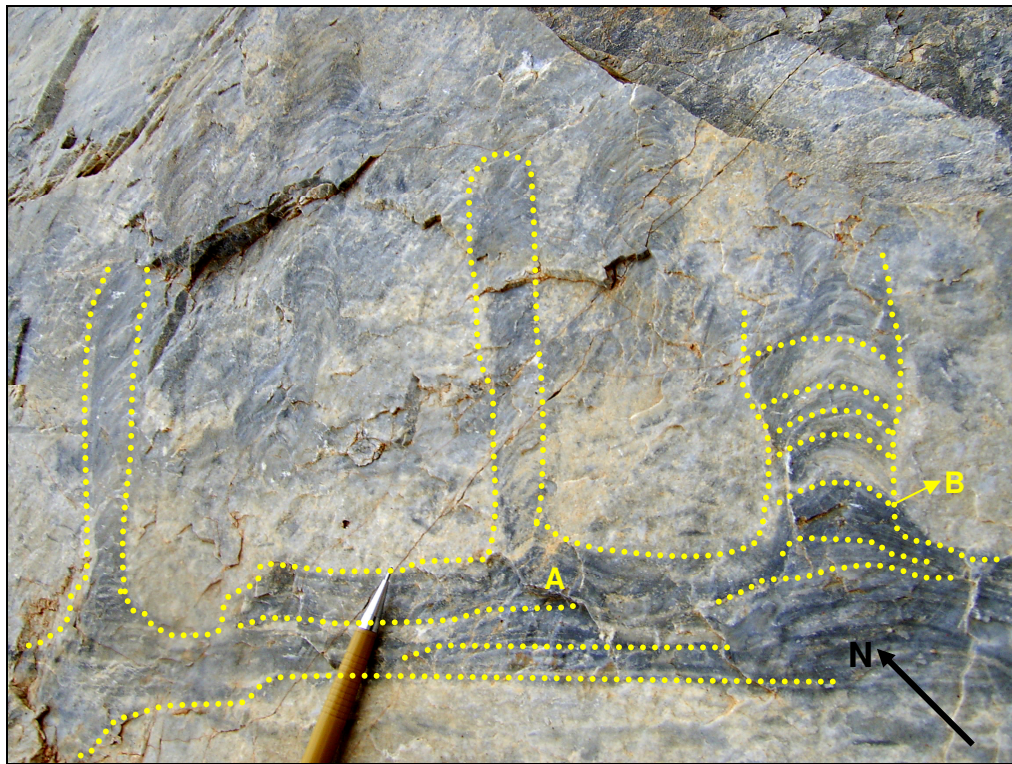


**Figura 40 - Fácies Metadolomito com Esteiras Biogênicas (Meb), Pedreira Solofiller (A) Fotomicrografia de grumos micríticos e a presença de esteiras rompidas, (B) Fotomicrografia com esteiras rompidas em diferentes direções. (NX, 1,25x).**



- *Metadolomito com estromatólitos colunares (Mec)*

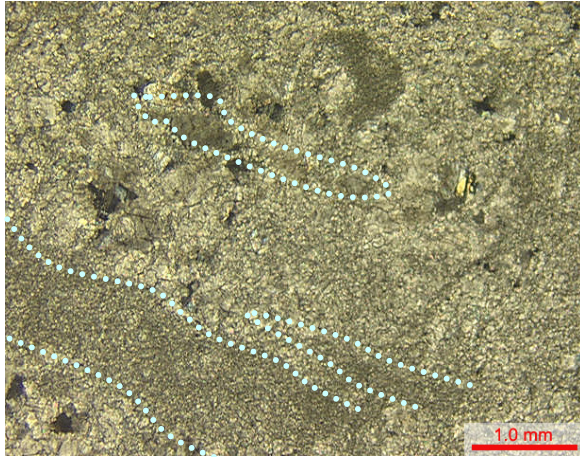
A fácies metadolomito com estromatólitos colunares ocorre somente na unidade SOLO 01, no intervalo entre 21,0 e 21,7 m. A matriz da rocha tem cor cinza claro e granulação média com estromatólitos colunares de cor cinza escuro. Os estromatólitos crescem perpendiculares as laminações, a partir de um substrato laminado plano paralelo (esteiras microbianas) (Fig. 41). As laminações internas estromatolíticas são de espessuras milimétricas e irregulares, algumas vezes, crenuladas. As cabeças dos estromatólitos são cilíndricas, afinadas na base, têm em media 10 cm de comprimento e 5 cm de espessura e o espaçamento entre cabeças é regular.



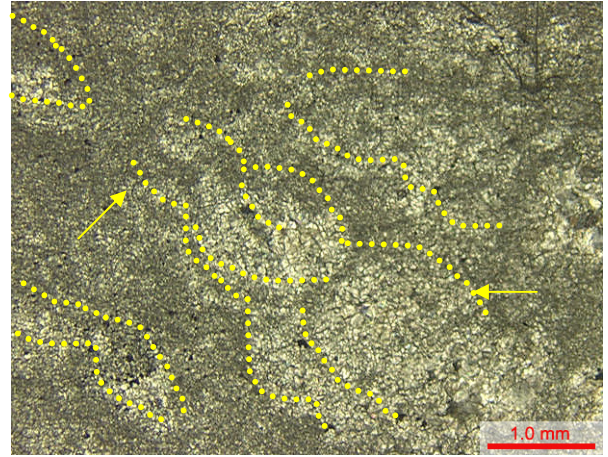
**Figura 41 - Fácies Metadolomito com Estromatólitos Colunares (Mec), Pedreira Solofiller - estromatólitos colunares crescendo a partir de um substrato laminado (esteiras) (A), sendo subcilíndricos e afunilados na base (B).**

As análises petrográficas indicam crescimento incipiente dos estromatólitos colunares a partir das laminações plano paralelas. As laminações estromatolíticas são compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações variam de planares a curvadas (Fig. 42). Não são observadas claramente em lâminas as

características macro dos estromatólitos, observando-se apenas laminação incipiente de forma colunar (Fig. 43), e grumos micríticos residuais, com granulação média.



**Figura 42 - Fácies Metadolomito com Estromatólitos Colunares (Mec), Pedreira Solofiller - observadas laminações estromatolíticas compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações variam de planares a onduladas. (NX, 1,25x)**



**Figura 43 - Fácies Metadolomito com Estromatólitos Colunares (Mec), Pedreira Solofiller - observadas laminações estromatolíticas compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações variam de planares a onduladas. (NX, 1,25x)–**

- *Metadolomitos maciços (Mma)*

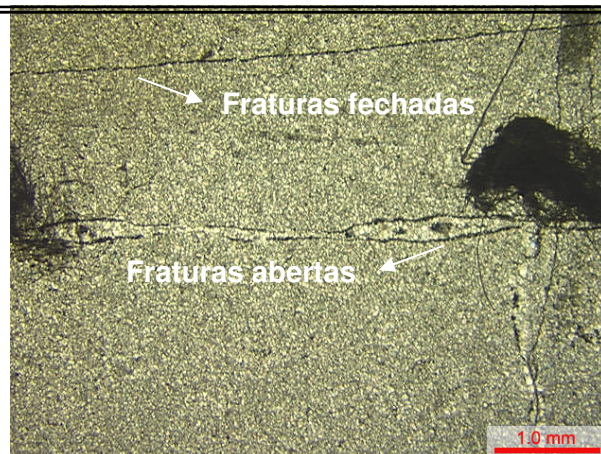
Rochas de cor cinza claro a cinza escuro, estrutura maciça (Fig. 44), ocasionalmente com venulações de espessura milimétrica e cor esbranquiçada. Há uma diminuição na espessura dos sets maciços, da base para o topo da unidade, sendo que na base tem 5,5 m e no topo pouco menos de 2,0 m. Nos intervalos entre 1,5 e 7,0 m e 13,0 e 18,0 m apresenta cor cinza escuro e poucas venulações, já no intervalo entre 26,5 e 28,0 m a cor é cinza claro e aumenta a quantidade de venulações. Comumente a fácies metadolomito maciço ocorre intercalado com a fácies metadolomito com estruturas biogênicas.

Em análise petrográfica foi observada homogeneidade do material. A rocha apresenta estrutura maciça, composta por dolomita de granulação fina a média, veementemente recristalizada (Fig. 45). Observou-se ainda um intenso fraturamento nesta fácies (Fig. 46), sendo encontradas fraturas abertas e fechadas. As fraturas fechadas são continuas e não estão preenchidas e as fraturas abertas estão preenchidas com dolomita de granulação média e estas encontram-se límpida.

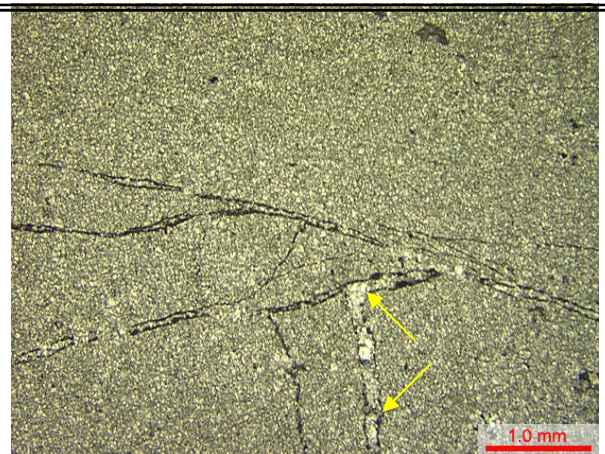




**Figura 44 - Fácies Metadolomito com estrutura maciça (Mm), de cor cinza médio. Na base da foto observa-se a intercalação com a fácies metadolomito com estruturas biogênicas (Meb).**



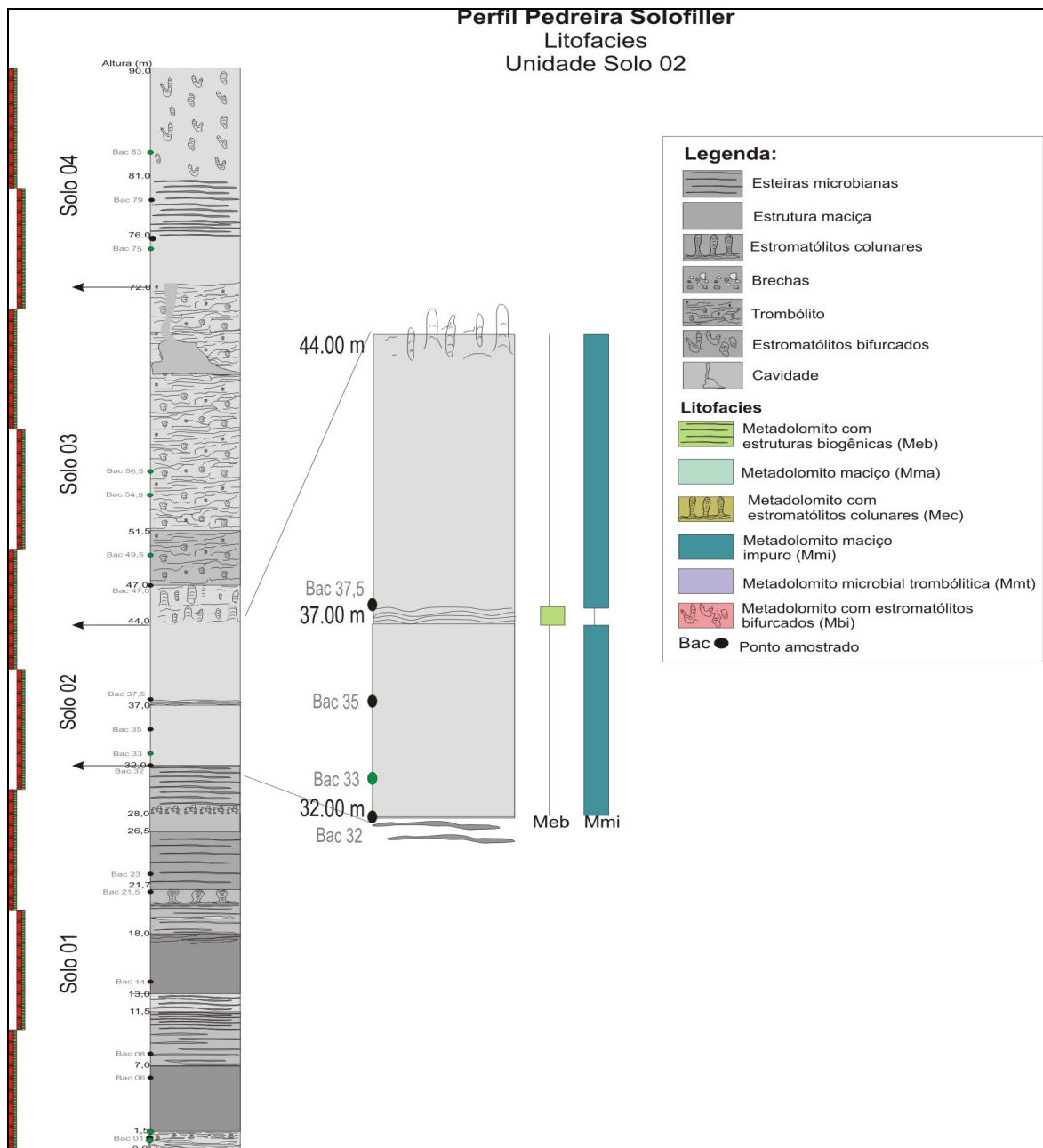
**Figura 45 - Fácies Metadolomito com Estrutura Maciça (Mm) -Pedreira Solofiller - composto por dolomita de granulação fina a média, veementemente recrystalizada, observa-se fraturas abertas e fechadas. (NX, 1,25x).**



**Figura 46 - Fácies Metadolomito com Estrutura Maciça (Mm) -Pedreira Solofiller - intenso fraturamento nos metadolomitos. As fraturas abertas estão preenchidas por dolomita de granulação média (setas). (NX, 1,25x).**

## Unidade SOLO 02

A unidade SOLO 02 tem 12,0 m de espessura, representa cerca de 13% do perfil analisado, compreende o intervalo entre a 32,0 e 44,0 m (Fig. 47). A unidade é composta por duas fácies; metadolomito com estruturas biogênicas (Meb) e metadolomito maciço impuro (Mmi).

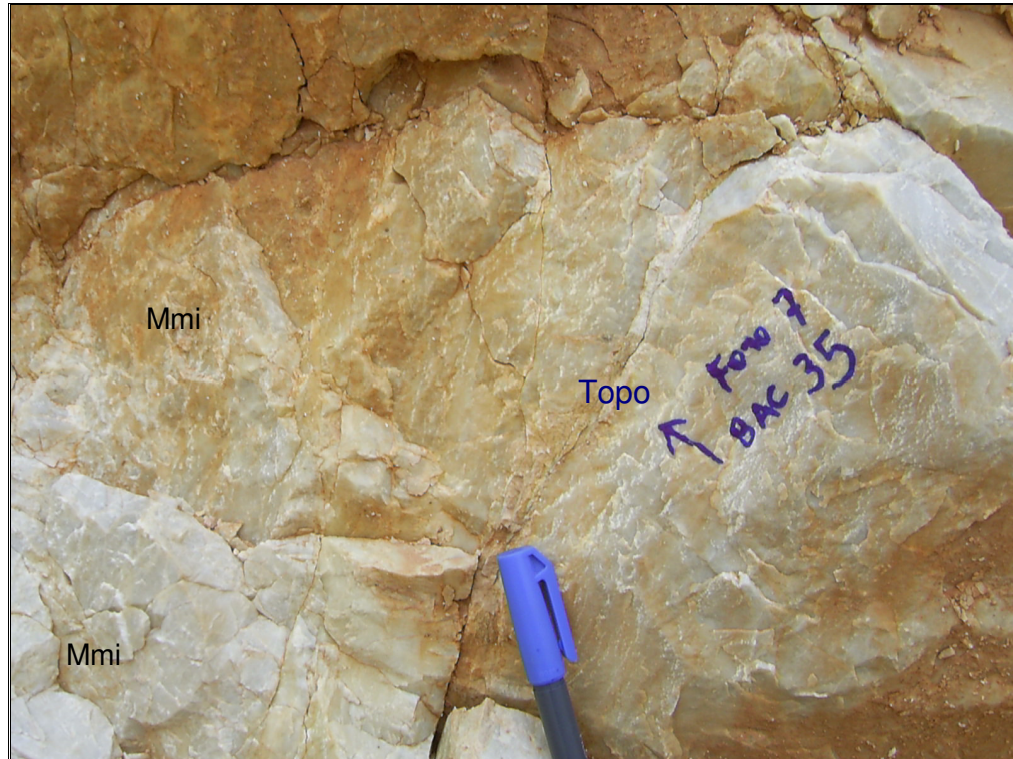


**Figura 47 - Perfil esquemático com a litofacies da Pedreira Solofiller, destacando a unidade Solo 02, com duas fácies: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço impuro (Mmi).**



- *Metadolomito maciço impuro (Mmi)*

A fácies metadolomito maciço é caracterizada por rochas de cor cinza claro, estrutura maciça e material homogêneo. O set tem cerca de 12,0 m de espessura, ocorrendo em dois intervalos: 32,0 a 37,0 m e 37,5 a 44,0 m (Fig. 48)



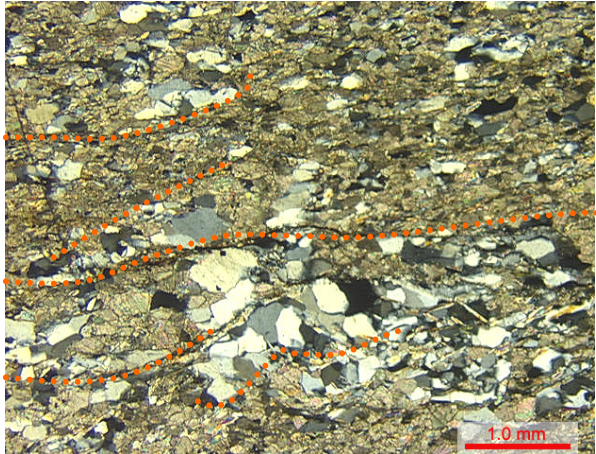
**Figura 48 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi) com cor cinza claro.**

Nos estudos petrográficos, a fácies metadolomito maciço impuro apresentou características diferentes das observadas em afloramento e foi a fácies mais afetada pelo metamorfismo, visto que apresenta intensa deformação, discutida no final deste capítulo.

Esta fácies foi definida a partir da petrografia, onde foram identificados dolomita, quartzo e mica branca. Foi observada intensa deformação dos cristais de quartzo e dolomita (Fig. 49), orientados segundo a direção da foliação. Em algumas porções observa-se a transposição da foliação (Fig. 50).



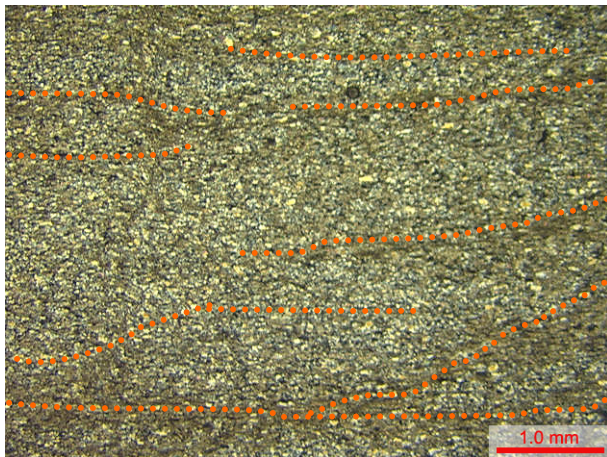
Os cristais de quartzo têm granulação variando de fina a grossa e os cristais de dolomita tem granulação fina, ambos definindo a foliação, que provavelmente está paralela ao acamamento (Sn//S0) (Fig. 51). Em algumas porções da lamina, são encontrados cristais de dolomita circundando cristais de quartzo. Os aglomerados de quartzo parecem não respeitar a foliação (Fig. 52).



**Figura 49 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - minerais de dolomita e quartzo orientados, definindo a foliação. (NX, 5x).**



**Figura 50 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - transposição da foliação, indicando intensa deformação. (NX, 1,5x)**



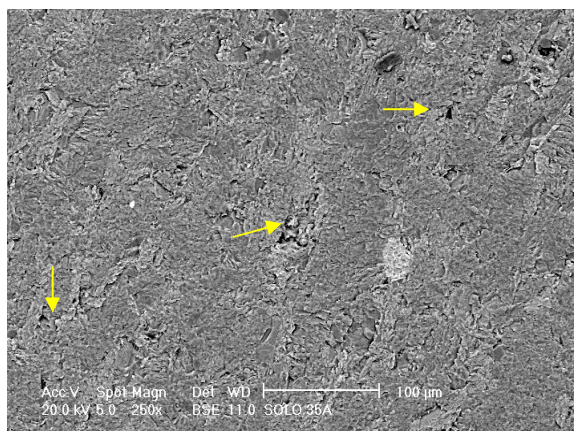
**Figura 51 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - cristais de quartzo, granulação de fina a grossa e de dolomita com granulação média, definindo a foliação. (Sn//S0). (NX, 1,5x)**



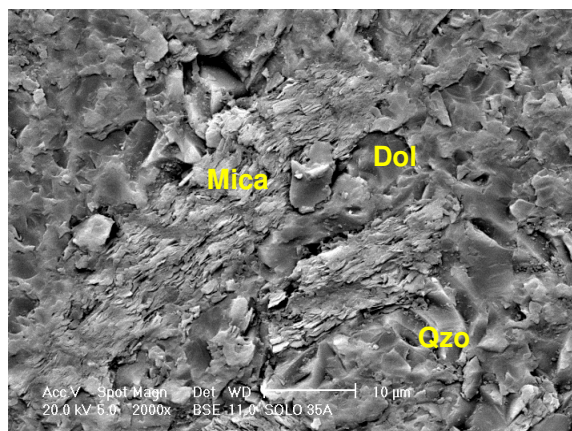
**Figura 52 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - dolomita circundando cristais de quartzo. (NX, 1, 5x)**

Na fácies metadolomito maciço impuro (Mmi) foram realizadas análises em MEV, para observar o tipo de porosidade presente.

Na análise da amostra 35 observou-se baixa porosidade intergranular (Fig. 53), que, quando presente, está associada ao contato dos cristais de dolomita, observou-se também, a presença de mica (muscovita ou sericita) (Fig. 54).



**Figura 53 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - fotomicrografia obtida a partir do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), amostra a baixa porosidade intergranular da amostra (setas amarelas). (Aumento de 250x).**



**Figura 54 - Fácies Metadolomito maciço impuro (Mmi), Pedreira Solofiller - fotomicrografia no MEV onde são observados cristais de mica, quartzo e dolomita. (Aumento de 2000x)**

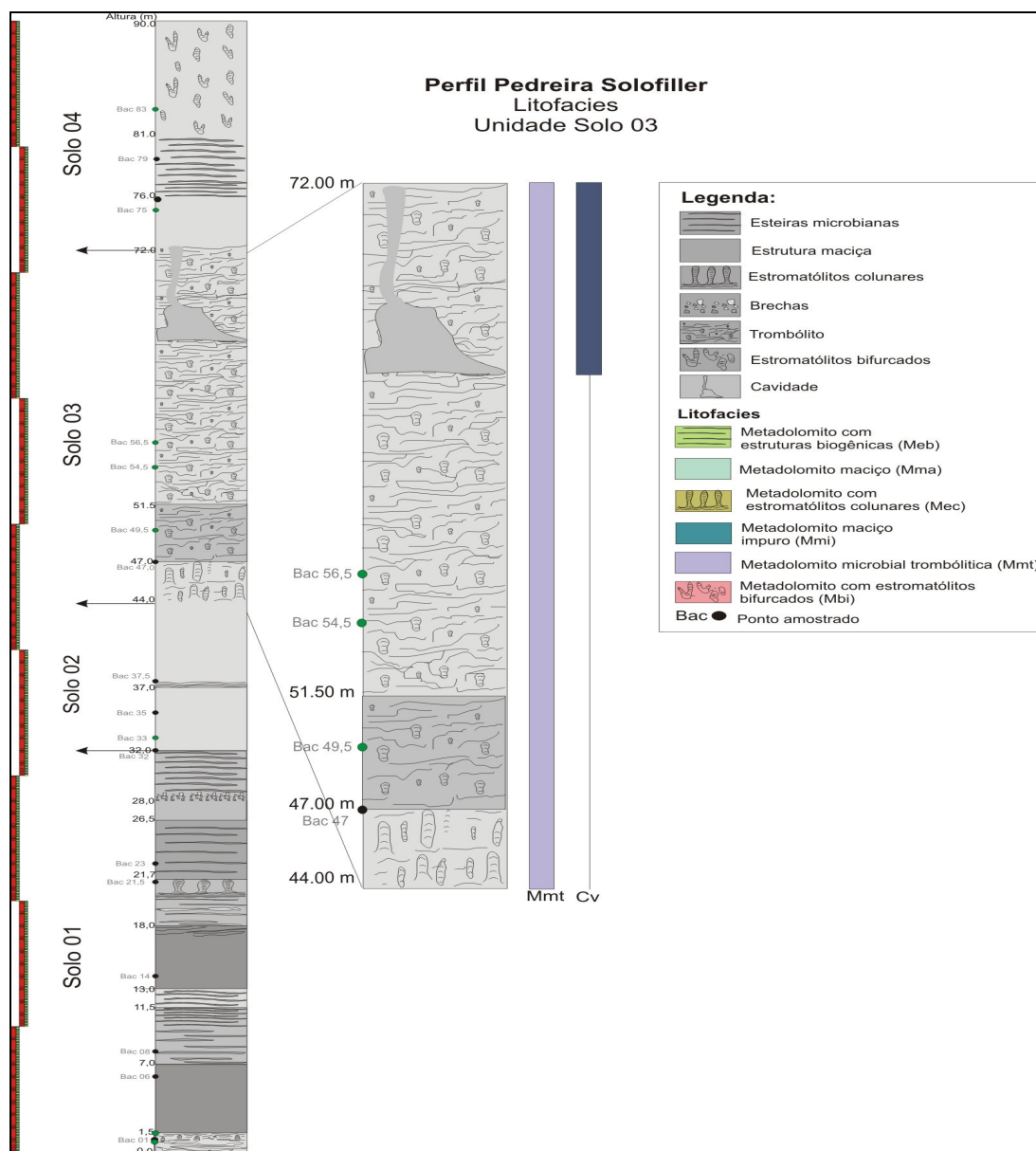
- Metadolomito com estruturas biogênicas (Meb)

A fácies metadolomito com esteiras biogênicas ocorre na unidade SOLO 02 em apenas 50 cm e é caracterizada por esteiras microbianas, que são estruturas plano paralelas centimétricas, estratiformes, comumente de cor cinza escuro, granulação média e matriz da rocha de cor cinza claro. A espessura e o espaçamento entre as laminações são milimétricos e a parte superior das laminações está ondulada.



### Unidade SOLO 03

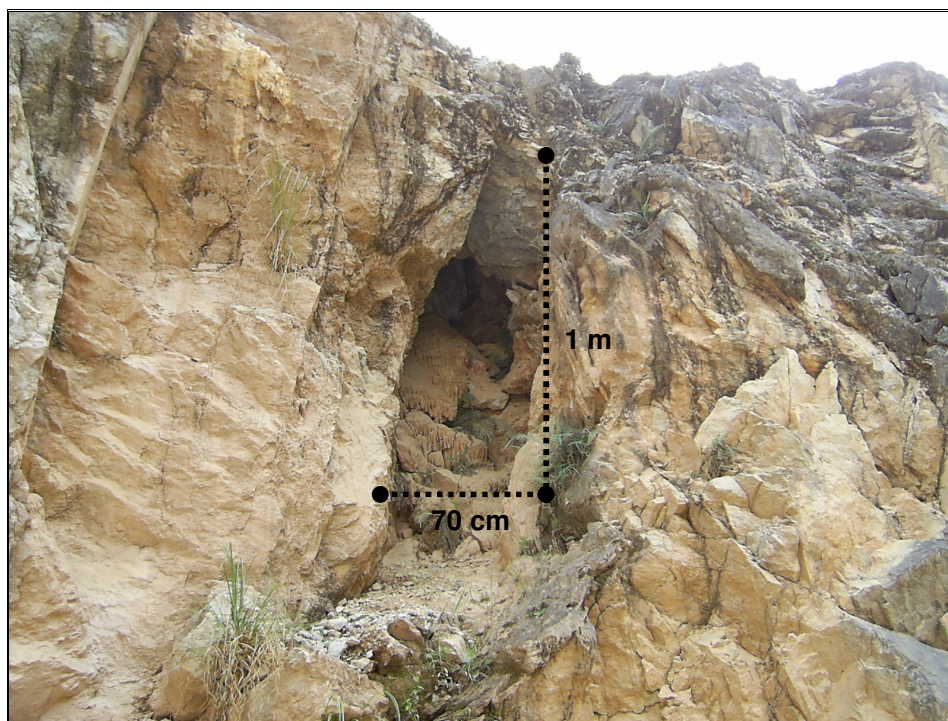
A unidade SOLO 03 tem 28,0 m de espessura, representa cerca de 32% do perfil analisado, compreende o intervalo entre 44,0 e 72,0 m (Fig. 55). A unidade é composta por uma única fácies, denominada de metadolomito microbial trombólico (Mmt).



**Figura 55 - Perfil esquemático com as litofacies da Pedreira Solofiller, destacando a unidade Solo 03, composta por uma única fácies metadolomito denominada de microbial trombólico (Mmt).**

Na fácies metadolomito microbial trombólico (Mmt) são observados lateralmente, várias cavidades, com dimensões entre 0,7 a 2,0 m de diâmetros e 1,0 a 3,0 m de altura (Fig. 56).

Geralmente, as cavidades ocorrem na porção basal da unidade, e o início da dissolução está associada à intersecção das famílias de fraturas 1 e 2 (direções NE e EW, respectivamente), discutidas no capítulo anterior (Fig. 57). A evolução e abertura das cavidades estão condicionadas pela direção do acamamento, sendo que os salões estão concordantes com a estruturação do trombólito.



**Figura 56** - Fácies metadolomito microbial trombólico (Mmt) na Pedreira Solofiller, lateralmente ao perfil, são observadas várias cavidades cársticas.



**Figura 57 - Cavidades na Pedreira Solofiller, associadas à intersecção das famílias de fraturas 1 e 2 (pontilhados).**

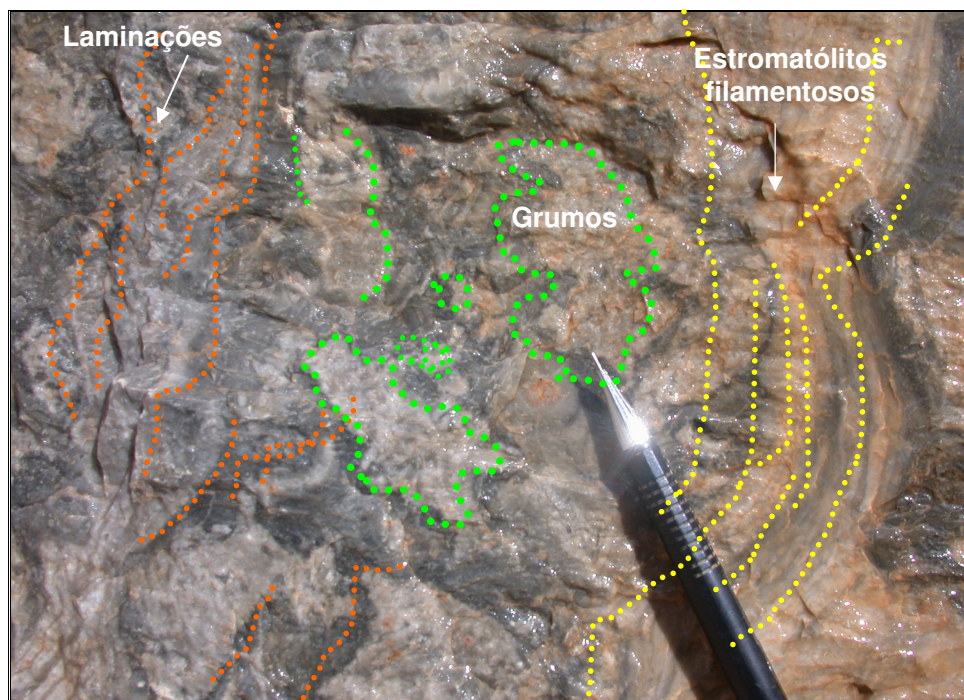
- *Metadolomito microbial trombolítico (Mmt)*

A fácies metadolomito microbial trombolítico é caracterizada por uma estruturação caótica, sendo que ora são observadas porções grumosas, ora laminadas e/ou maciças (Fig. 58). O material apresenta-se desorganizado, misturando algumas vezes esteiras microbianas com estromatólitos filamentosos.

A caracterização do trombólito foi feita a partir de características macroscópicas e morfológicas, segundo a classificação de RIDING (2000) *citado por* TERRA (1990).

As laminações, quando presentes, estão concordantes ao acamamento, porém não são contínuas tendo cerca de 5 cm de comprimento (Fig. 59). Não é possível definir substrato para os estromatólitos filamentosos, que são perpendiculares ao acamamento (Fig. 59). Os estromatólitos apresentam laminação milimétrica interna contínua e levemente ondulada, com aproximadamente 30 cm de comprimento e 5 cm de espessura. Nas porções grumosas, são observados aglomerados de material de cor cinza escuro e aspecto brechado (Fig.60).



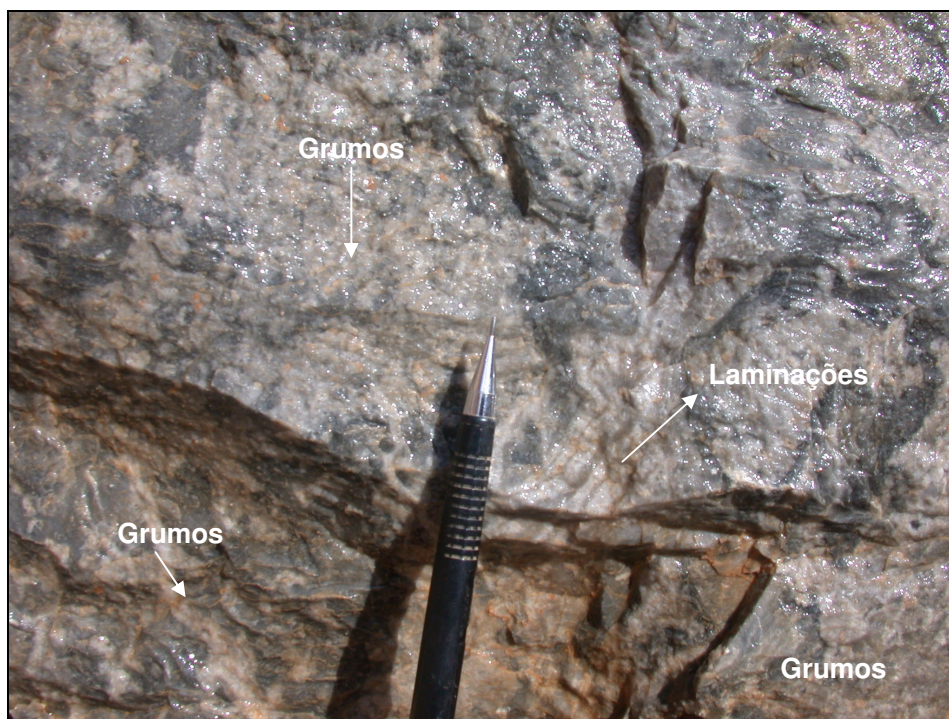


**Figura 58 - Fácies metadolomito microbial trombolítico ((Mmt)) caracterizado por estruturação caótica, sendo ora observadas porções grumosas, ora laminadas e outras com estromatólitos filamentosos.**



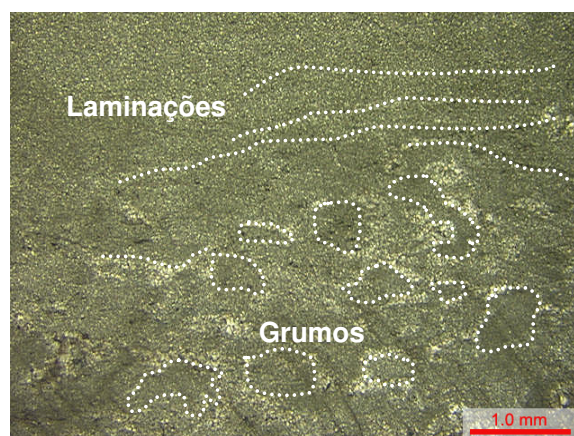
**Figura 59 - Metadolomito microbial trombolítico (Mmt) com laminações concordantes ao acamamento e descontinuas, com cerca de 5 cm de comprimento.**



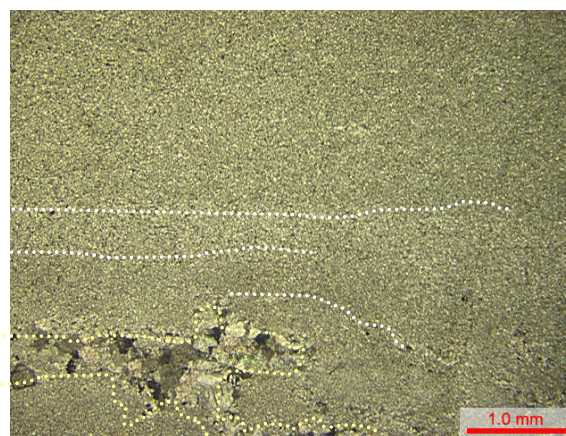


**Figura 60 - Metadolomito microbial trombolítico (Mmt) com porções grumosas. São observados aglomerados de material de cor cinza escuro e aspecto brechado.**

Petrograficamente, a identificação de trombólitos é dificultada pela heterogeneidade do material. Nas lâminas delgadas foram identificadas laminações marcantes, composta essencialmente por dolomita, em outras porções observou-se a presença de grumos micríticos (Fig. 61), circundados por dolomita de granulometria média, diferente das laminações que tem granulação muito fina (Fig. 62). Esta fácies será discutida juntamente com os dados petrográficos da Gruta de Bacaetava, mais adiante neste capítulo.

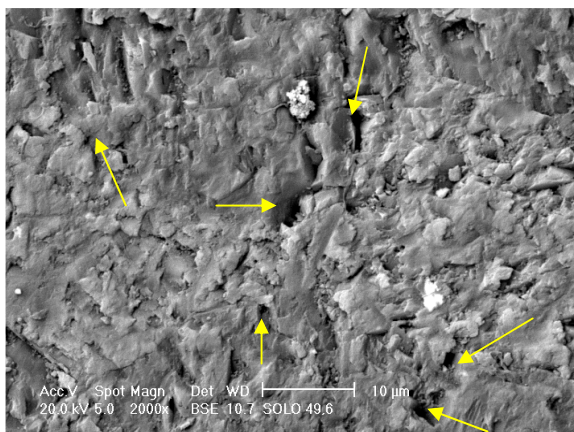


**Figura 61 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt), Pedreira Solofiller - laminações e grumos micríticos (NX, 1, 5x).**

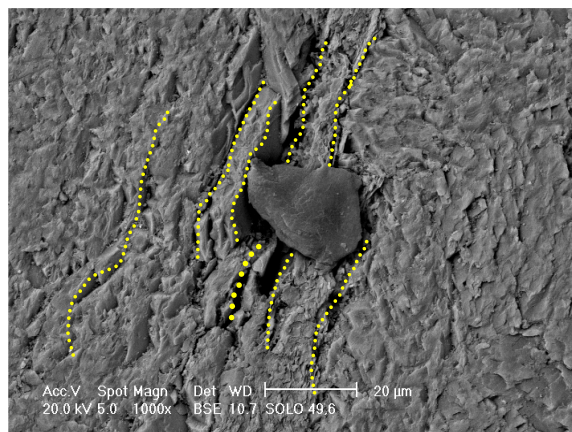


**Figura 62 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt) - laminações de granulação muito fina (Nicóis cruzados, 1, 5x).**

Nas análises em MEV em BSE, observou-se na profundidade 49,6 m, há porosidade intergranular (Fig. 63) e intenso fraturamento na direção do acamamento (Fig. 64). Foram observadas também dolomita em diferentes granulações.



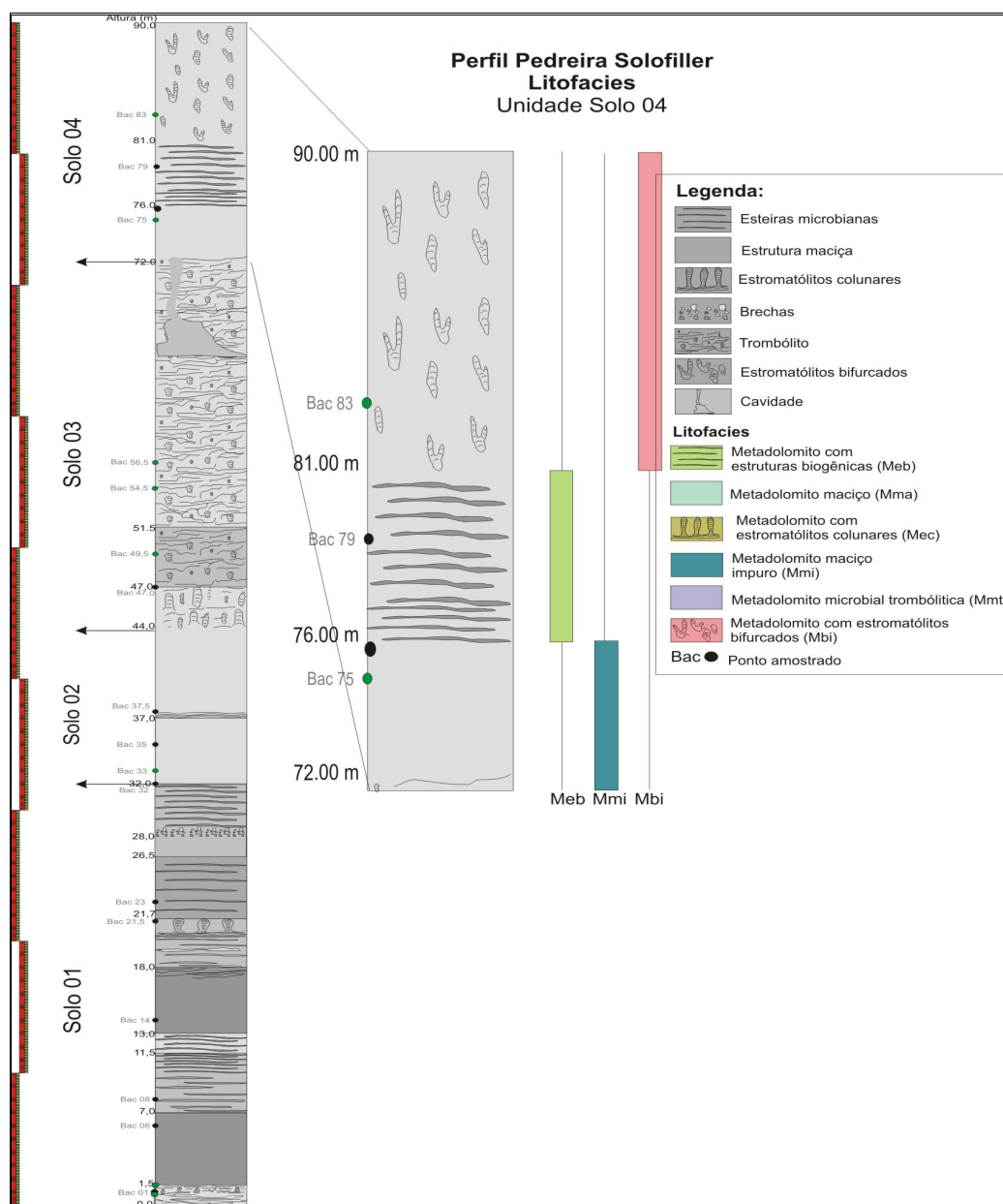
**Figura 63 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt) - fotomicrografia obtida a partir do MEV, na qual é observado porosidade intergranular (setas amarelas). (Aumento 2000x).**



**Figura 64 - Fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt) - fotomicrografia obtida a partir do MEV, na qual é observado intenso fraturamento na direção do acamamento. (Aumento 2000x)..**

### Unidade SOLO 04

A unidade SOLO 04 tem 18,0 m de espessura, representa cerca de 20% do perfil analisado e compreende o intervalo entre 72,0 e 90,0 m (Fig. 65). A unidade é composta por três fácies, denominadas metadolomito maciço impuro (Mmi), medolomito com estruturas biogênicas (Meb) e metadolomito com estromatólitos bifurcados (Mbi).

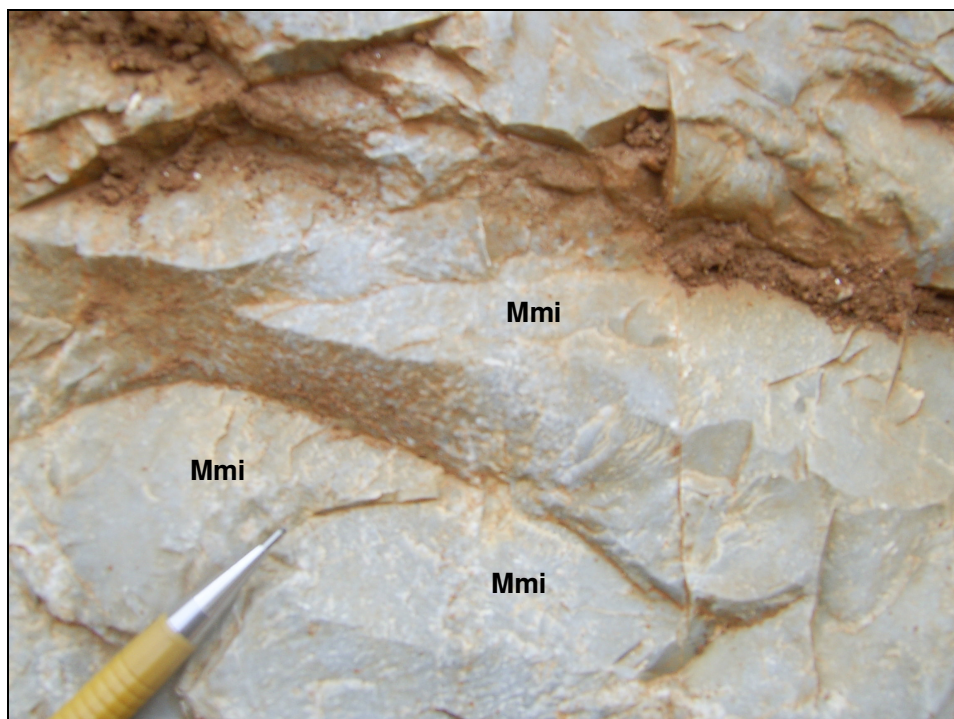


**Figura 65 - Perfil esquemático com as litofácies, com destaque para a unidade Solo 04, dividida em 3 fácies: metadolomito maciço impuro (Mmi), metadolomito com estruturas biogênicas (Meb) e metadolomito com estromatólitos bifurcados (Mib).**



- *Metadolomito maciço impuro (Mmi)*

A fácies metadolomito maciço impuro (Fig. 66), que ocorre na base desta unidade é semelhante a fácies na unidade SOLO 02 e está em contato abrupto com a unidade SOLO 03. A fácies Mmi tem aproximadamente 4,0 m de espessura, entre o intervalo 72,0 e 76,0 m.



**Figura 66 - Metadolomito de cor cinza claro de estrutura maciça, representativa da fácies Mmi**

- *Metadolomito com estruturas biogênicas (Meb)*

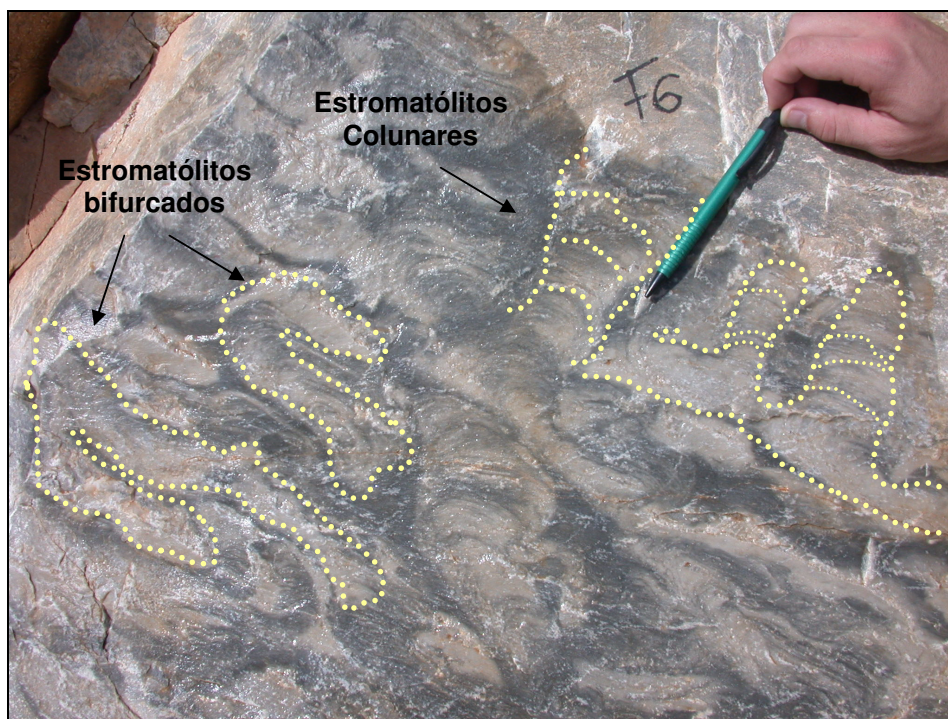
A fácies metadolomito com esteiras biogênicas é semelhante aos microbialitos da unidade SOLO 01, caracterizada por esteiras microbianas, estruturas plano paralelas centimétricas, comumente de cor cinza escuro, granulação média e matriz da rocha de cor cinza claro (Fig. 67). Tem espessura de cinco metros, no intervalo 76,0 a 81,0 m.



**Figura 67 - Metadolomito caracterizado por esteiras microbianas, estruturas plano paralelas centimétricas, comumente de cor cinza escuro, representativa da fácies Meb.**

- *Metadolomito com estromatólitos bifurcados (Mbi)*

A fácies metadolomito com estromatólitos bifurcados ocorre somente na unidade SOLO 04, no intervalo entre 81,0 e 90,0 m. A matriz da rocha tem cor cinza claro e os estromatólitos são de cor cinza escuro. Os estromatólitos são bifurcados, por vezes, colunares. As cabeças dos estromatólitos são sub-cilíndricas e o tamanho varia de 3 a 5 cm e espessura de 3 cm, sendo maiores na base. As laminações internas são de espessura milimétrica e irregulares (Fig. 68). Apresentam substrato laminado, possuem irregularidade na porção superior e aparentam estar erodido.



**Figura 68 - Estromatólitos de cor cinza escuro, bifurcados, por vezes, colunares, representativos da fácies Meb.**



### 7.2.2 Evolução faciológica da Pedreira Solofiller

#### *Generalidades*

Este trabalho não teve como enfoque caracterizar e discutir o ambiente deposicional, porém serão feitos breves comentários sobre os processos deposicionais, para um melhor entendimento das fácies.

Segundo Read (1985) a distribuição das morfologias deposicionais carbonáticas são de grande importância para o entendimento das fácies carbonáticas. Os dois modelos de plataforma carbonática mais utilizados são o de plataforma com barreira (*rimmed carbonate shelf*) e rampa (*ramp*).

Para reconhecer e interpretar ambientes de deposição é preciso fazer analogia e comparação com os ambientes modernos e para isso usou-se o modelo de Peryt *et al.*, (1996).

#### *Modelo deposicional para a Pedreira Solofiller*

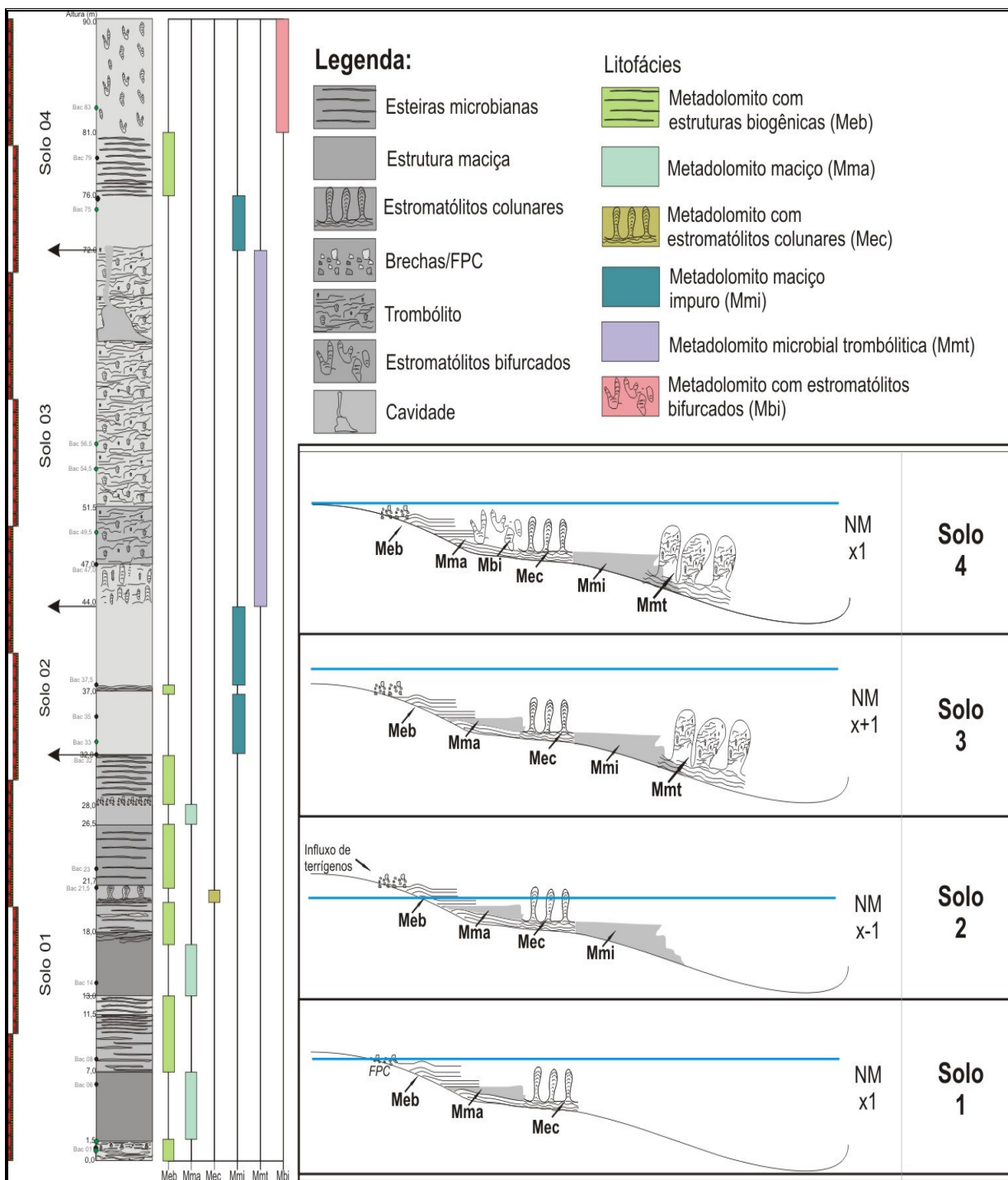
A Pedreira Solofiller foi dividida em 4 unidades, a fim de sistematizar a interpretação faciológica. O modelo deposicional para a pedreira (Fig. 68) foi adaptado de Peryt *et al.*, (1996) e é definido como um sistema de plataforma carbonática caracterizado por um complexo de planícies de maré.

A unidade 1 situada entre 0,0 e 32,0 m apresenta três litofacies metadolomíticas sendo: 1) o metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), 2) o metadolomito maciço (Mma) e 3) metadolomito com estromatólitos colunares (Mec) (Fig. 69). Estas litofácies apresentam características de terem sido formadas em ambiente com lamina da água relativamente rasa (superfície x1), com a presença de microbiólitos na porção proximal. A presença de FPC (*Flat Pebble Conglomerate*) na parte mais proximal indica oscilação da lâmina d'água com freqüentes exposições. Já a litofacies metadolomitos maciços (Mma) indicam águas calmas e em porções um pouco mais distais, tem-se o crescimento de estromatólitos colunares (Mec) a partir de substratos microbiolíticos.

A unidade 2, situada entre 32,0 e 44,0 m, é composta por metadolomitos maciços impuros (Mmi) intercalados com uma pequena faixa do metadolomito com estruturas biogênicas (Meb) (Fig. 69). A litofacies Mmi é composta por metacarbonatos associados com siliciclásticos de origem detrítica, com quartzo arredondado, o que poderia indicar um rebaixamento da lâmina da água (superfície x-1) e nesta época, possivelmente, tais elementos detríticos poderiam ter sido levados através do continente por ações de chuvas. A intercalação com a fácies Meb, indica que a deposição do Mmi poderia ser em áreas bastante proximais.

A unidade 3, situada entre 44,0 e 72,0 m é composta essencialmente por metadolomitos microbiais trombolíticos (Mmt) (Fig. 69). O aparecimento de elementos trombolíticos mostra que poderia ter ocorrido uma subida da lâmina da água (superfície x+1) já que o crescimento dos trombólitos indica profundidades maiores.

A unidade 4, situada entre 72,0 e 90,0 m é composta por três litofacies, o metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço impuro (Mmi) e metadolomitos com estromatólitos bifurcados (Mbi) (Fig. 69). Tem-se na base, uma feição indicativa de águas rasas com formação dos carbonatos impuros e, posteriormente sendo recoberto por uma lâmina da água, ainda bastante rasa, contendo os elementos microbiais da litofacies Meb e por fim, mostrando um avanço relativo da coluna d'água; numa situação relativamente mais profunda formaram-se a litofacies Mbi, os estromatólitos bifurcados em consonância com a litofacies estromatólitos colunares (Mec). A superfície representativa deste intervalo volta a ser similar à da base da seção estudada (superfície x1).



### 7.2.3 Caracterização química e mineralógica da Pedreira Solofiller

Os dados químicos e mineralógicos das unidades estudadas foram adquiridos a partir da Fluorescência de Raios-X e os mineralógicos, por Difração de Raios-X.

As análises químicas dos dez óxidos principais em rochas carbonáticas ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{MnO}$ ) e os elementos traços (Ba, S e Sr), revelaram homogeneidade no material dentro das unidades, exceto na porção compreendida entre as profundidades 32,0 a 44,0 m na unidade 2.

Neste trabalho utilizaram-se os óxidos com valores expressivos, entre eles  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 70). As análises mineralógicas são representadas por difratogramas (Tabela 02). Todos os resultados químicos e mineralógicos são encontrados em anexo.

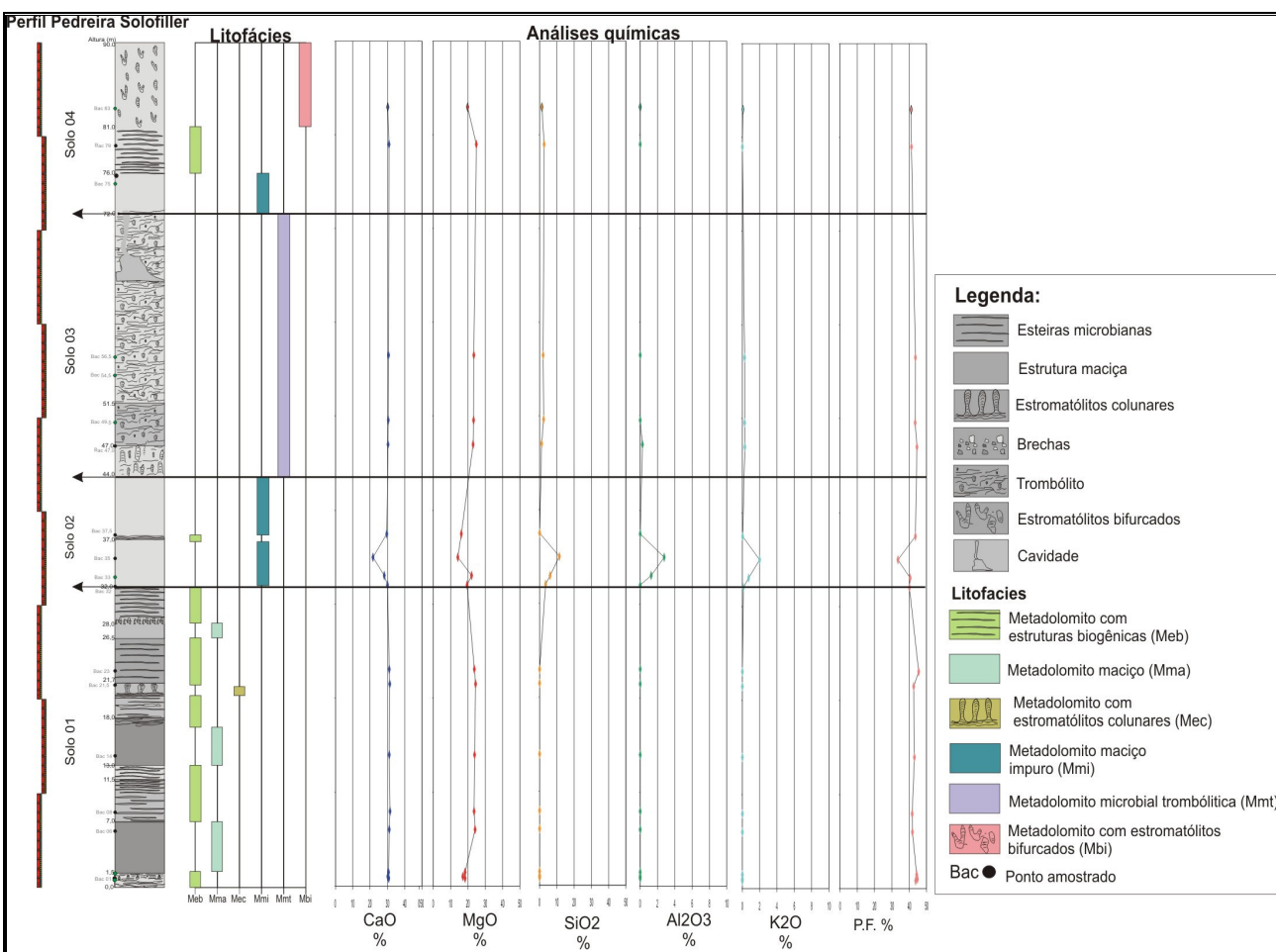


Figura 70 - Perfil da Pedreira Solofiller, com os dados químicos de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$ .

A unidade SOLO 01, caracterizada pelas fácies Meb, Mma e Mec, com profundidade entre 0 e 32,0 m. Quimicamente, esta unidade mostrou-se bastante homogênea, com a variação do CaO baixa, entre 30,0 à 32,0% e MgO, entre 20,0 e 24,0%. A unidade é composta essencialmente por dolomita, e a partir da profundidade 14,0 m tem-se o aparecimento de traços de quartzo.

A partir da profundidade 32,0 até 44,0 m, ocorre à unidade SOLO 02, composta pela fácies Mmi e Meb. Quimicamente, há a mudança na quantidade de CaO, MgO e SiO<sub>2</sub>, sendo que há um aumento na quantidade de SiO<sub>2</sub> (0,30 à 12,0%) e diminuição na quantidade de CaO (x=24%) e MgO (x=17%) e há a ocorrência de K<sub>2</sub>O (x=1%). Observa-se que a quantidade de quartzo aumenta bruscamente, para cerca de 35% em determinadas amostras, indicando que a fácies metadolomito maciço impuro (Mmi) é diferenciada e definida por sua quantidade de quartzo. Há também a ocorrência de outros minerais, tais como: muscovita, microclínio e albita.

Ressalta-se a baixa quantidade de quartzo na fácies metadolomito com estruturas biogênicas, que está intercalada com os metadolomitos maciços impuros e teve sua quantidade de quartzo praticamente inalterada.

O aumento na quantidade quartzo define o limite entre os trombólitos e os microbialitos, e esta associada ao influxo de material terrígeno (Fig.24).

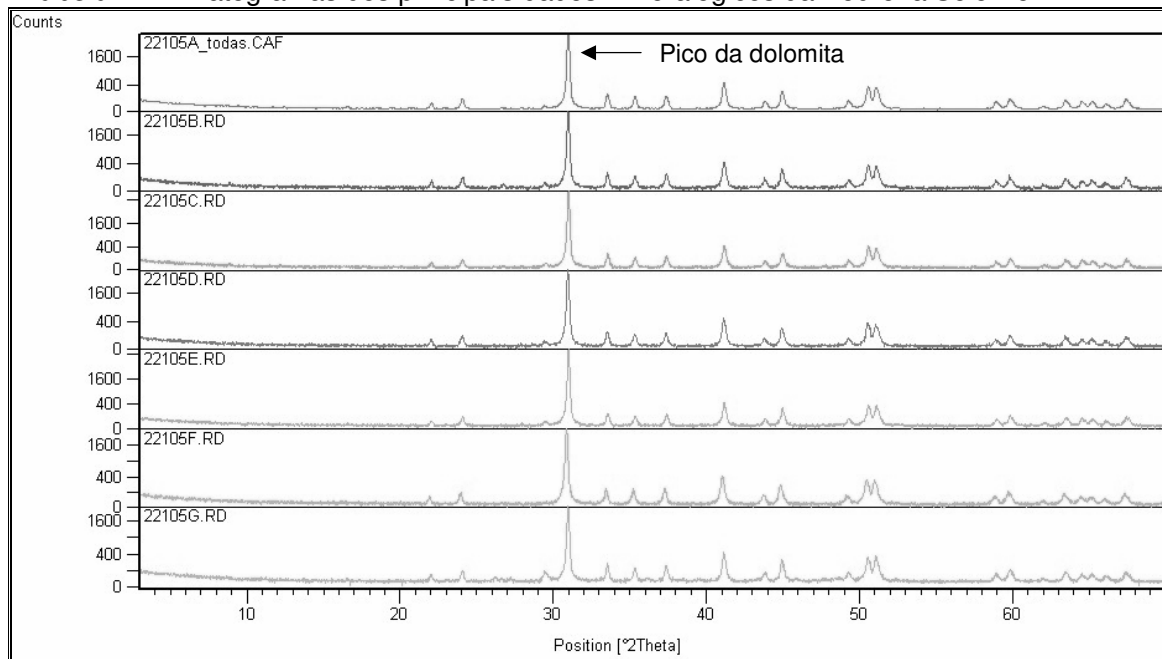
Notou-se que a fácies Mmi exerce a função de limitar a dissolução, visto que não há dissolução nesta fácies.

A unidade SOLO 03, composta por uma única fácies denominada de Mmt, com profundidade entre 44,0 a 72,0 m apresenta as maiores taxas de dissolução. Nas análises químicas da unidade, tem-se a diminuição na quantidade de SiO<sub>2</sub> (x=2%) e o aumento de CaO (x=30,52%) e MgO (x=23%). Na mineralogia, observa-se a diminuição na quantidade de quartzo para cerca de 6%, aumento da dolomita e ausência de outros minerais, antes comum na unidade SOLO 02. Há uma similaridade química e mineralógica entre as unidades SOLO 01, 03 e 04.

A fácies Mmi está em contato abrupto com a fácies Mmt. Esta fácies limita, tanto na unidade SOLO 02, quanto na unidade SOLO 04, a fácies Mmt, unidade SOLO 03, sendo um dos propiciadores da dissolução na área.

A unidade SOLO 04, composta pela fácies Mmi, Meb e Mbi, ocorrem entre as profundidades 72,0 e 90,0 m. A quantidade de  $\text{SiO}_2$  varia entre 1,3 a 2,7 %, e a percentagem de CaO e MgO é praticamente inalterada em relação a unidade SOLO 03. A quantidade de quartzo é cerca de 10%, menor quando comparada com a mesma fácies na unidade SOLO 02.

**Tabela 2 – Difratomogramas dos principais dados mineralógicos da Pedreira Solofiller.**

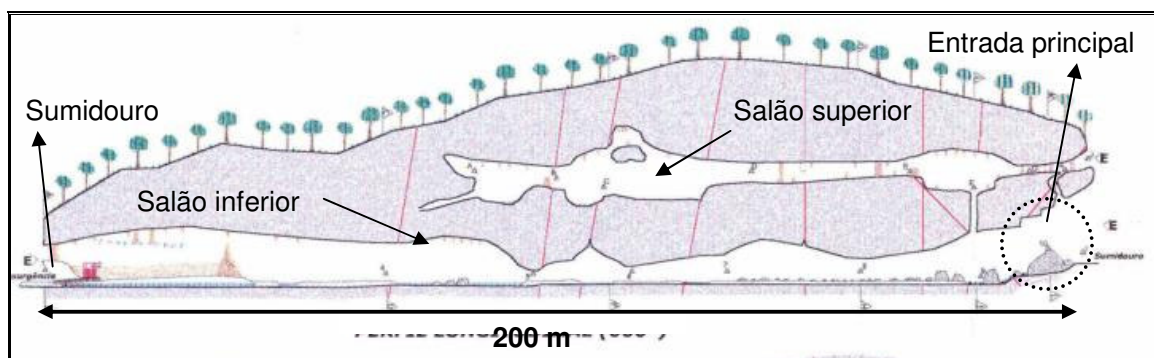




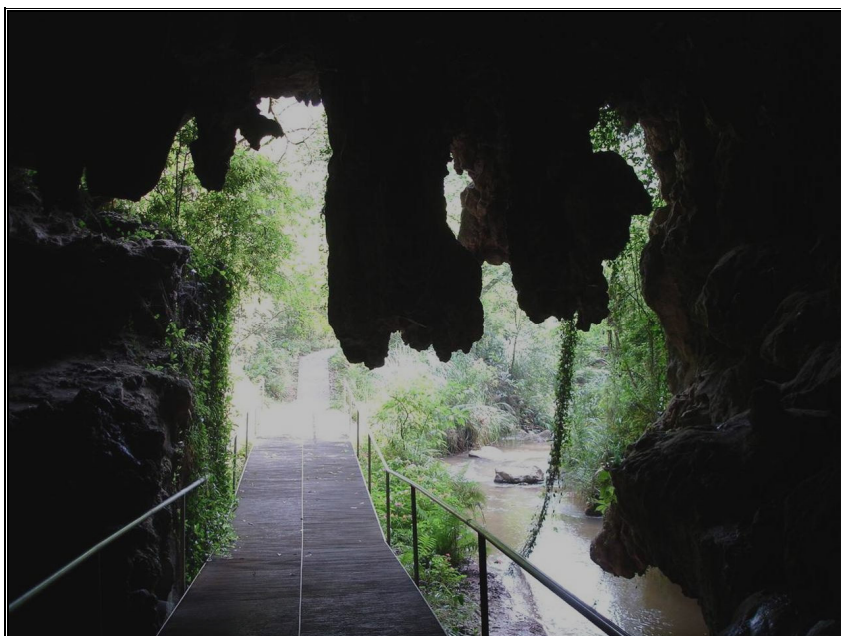
### 7.3 GRUTA DE BACAETAVA

A Gruta de Bacaetava (Fig. 72) é caracterizada por apresentar dois salões, sendo um deles no nível do Rio Bacaetava que passa dentro da Gruta e outro salão a 20 m de altura, inativo, do ponto de vista da drenagem. A gruta tem aproximadamente 200 m de extensão (Fig. 71).

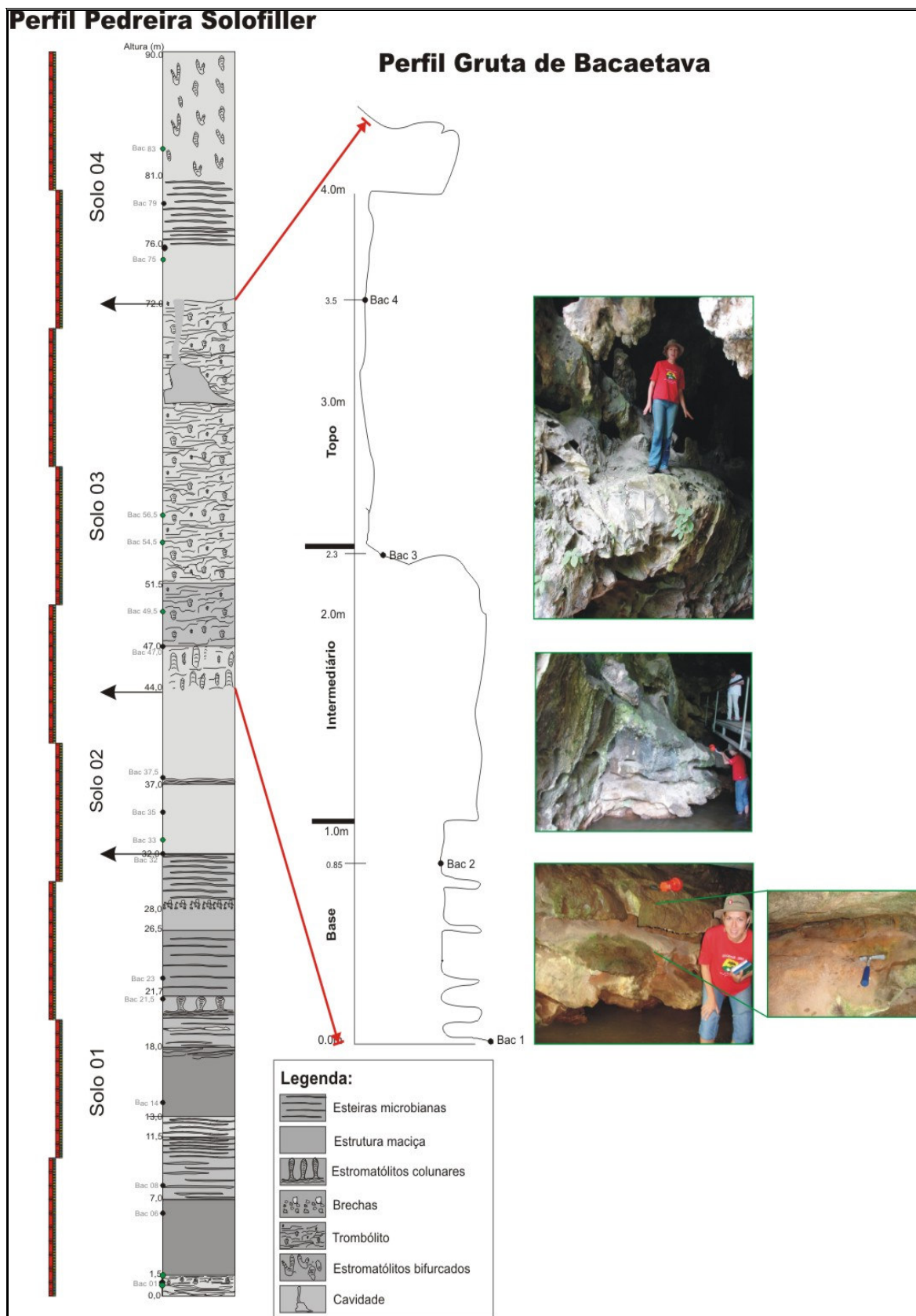
Correlacionando-se o perfil da Pedreira da Solofiller com a Gruta de Bacaetava (Fig. 73), observa-se que as características da unidade SOLO 03, fácies metadolomito microbial trombolítico (Mmt), são semelhantes às encontradas dentro da gruta, logo, é possível afirmar que a gruta está se desenvolvendo na fácies Mmt.



**Figura 71 - Perfil longitudinal da Gruta de Bacaetava, demonstrando a divisão dos salões no interior da Gruta. Fonte: GEEP Açungui.**



**Figura 72 - Entrada principal para a Gruta de Bacaetava.**



**Figura 73 - Perfil da Pedreira Solofiller com destaque para a Gruta de Bacaetava, a qual faz correlação com a pedra na unidade SOLO 03, fácies metadolomito microbial trombolítica (Mmt).**

No interior da gruta são observados diferentes níveis de dissolução, que formam ressaltos nas paredes. Para melhor entendimento destes níveis foram realizados perfis de dissolução e coletadas amostras para caracterização petrográfica visando esclarecer as diferenças nas taxas de dissolução.

### 7.3.1 Caracterização das litologias e das taxas de dissolução na Gruta de Bacaetava

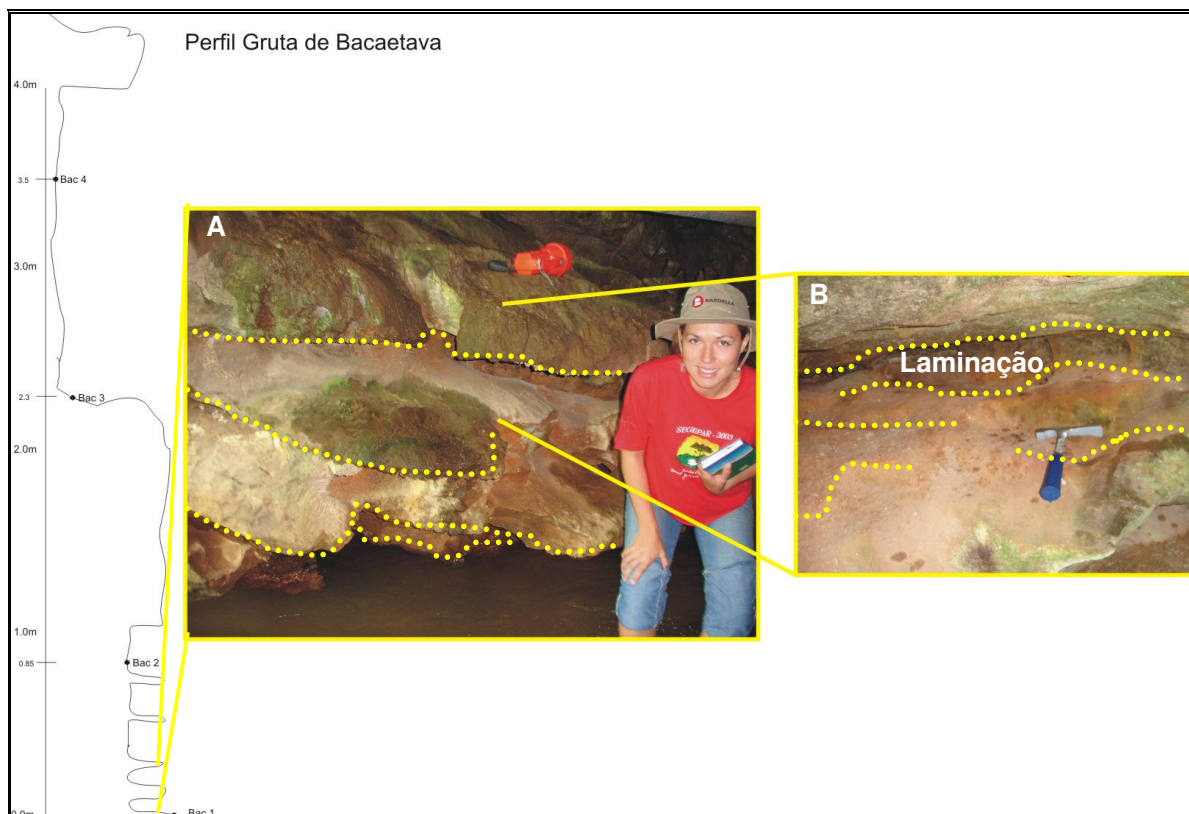
#### - Aspectos macroscópicos

O perfil na gruta foi feito na entrada principal, levando-se em consideração as diferentes taxas de dissolução. O perfil tem 4,5 m e tem como base o leito do Rio Bacaetava e, topo teto da caverna. O perfil foi dividido em três intervalos: parte basal, intermediária e topo (Fig. 74).



**Figura 74 - Perfil esquemático da Gruta de Bacaetava, o perfil foi dividido em três intervalos, considerando-se as diferentes taxas de dissolução.**

O intervalo basal, com cerca de 1,0 m de espessura é composto por rochas de aspecto laminado incipiente (Fig. 75). Este intervalo é caracterizado por reentrâncias e ressaltos (Fig. 76) que variam entre 5 e 10 cm de espessuras e profundidades em torno de 50 cm.



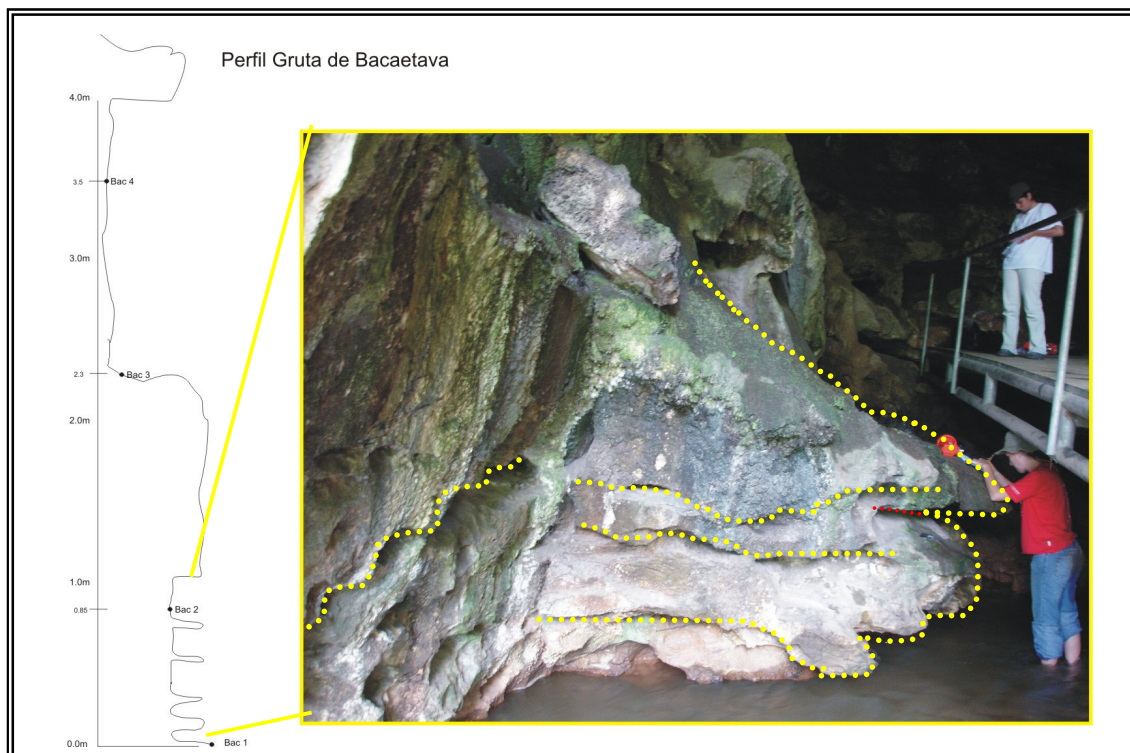
**Figura 75 - Perfil esquemático da Gruta de Bacaetava, (A) rocha laminada, com reentrâncias e ressaltos na mesma direção da abertura da gruta. (B) Detalhe para a laminação incipiente.**

O intervalo intermediário tem cerca de 1,3 m de espessura, e apresenta rochas com aspecto maciço e cor cinza claro. São observadas dissoluções na forma de *vugs*, dispostos aleatoriamente e com pouco menos de 5,0 cm de diâmetro.

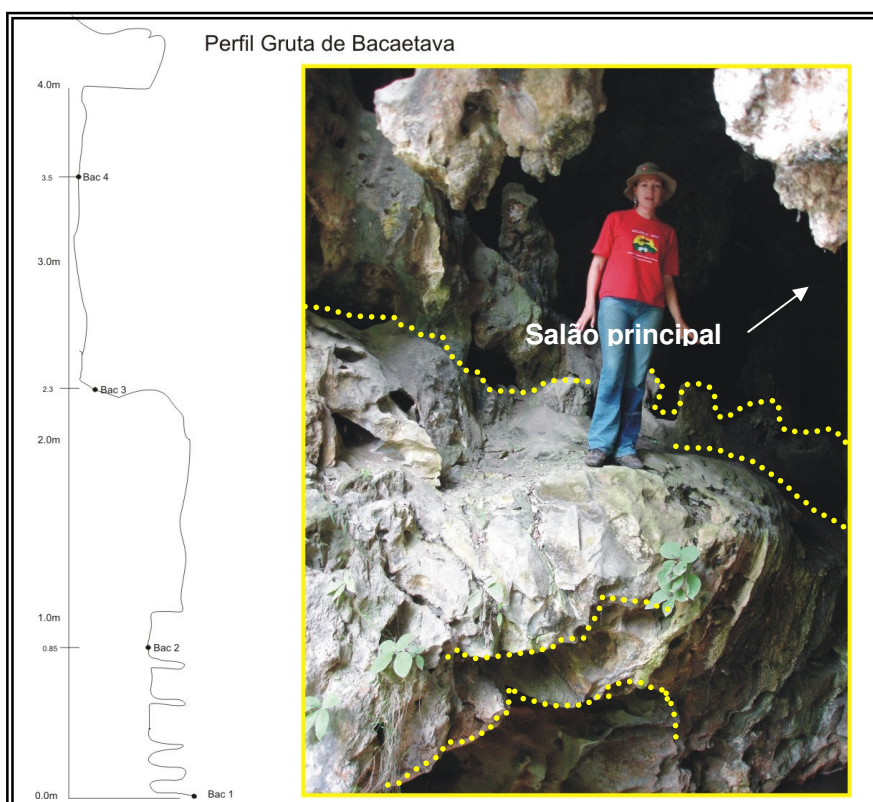
O intervalo do topo, com aproximadamente dois metros de espessura, é caracterizado por intensa dissolução (Fig. 77). É o *set* da abertura do salão principal da gruta, com direção aproximada E-W, mesma direção do acamamento da rocha.

O diagnóstico das características morfológicas foram impossibilitados, pois as paredes da gruta estão encobertas pela precipitação recente e por guanos.





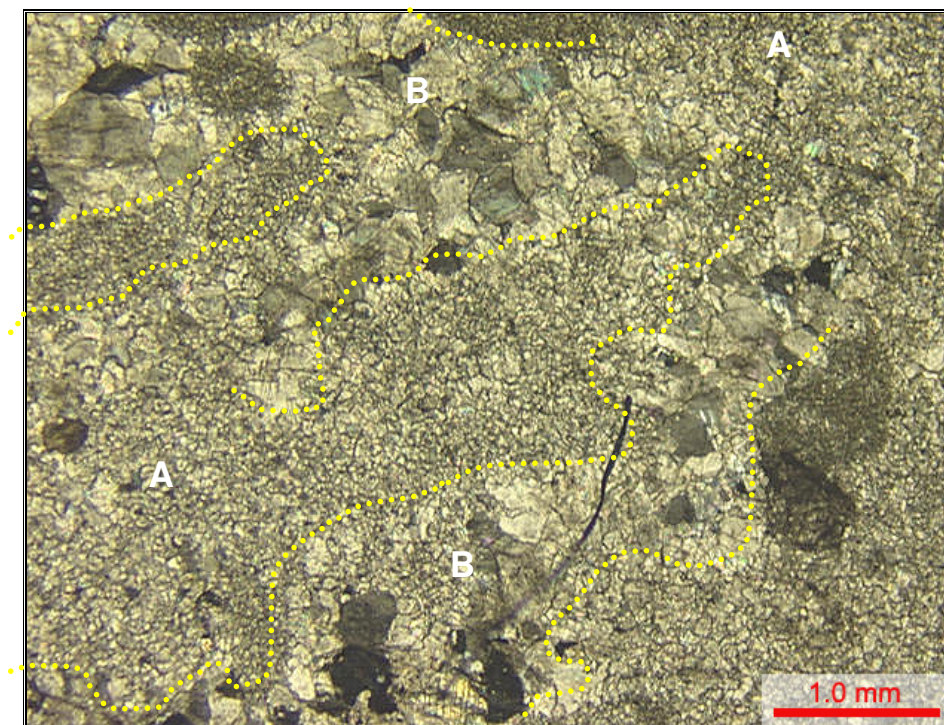
**Figura 76 - Perfil esquemático da gruta, com destaque para os ressaltos e reentrâncias na parte basal.**



**Figura 77 - Perfil esquemático, com destaque para o contato entre a o intervalo de menor e o de maior dissolução, e a indicação do salão principal da gruta.**

- *Aspectos petrográficos*

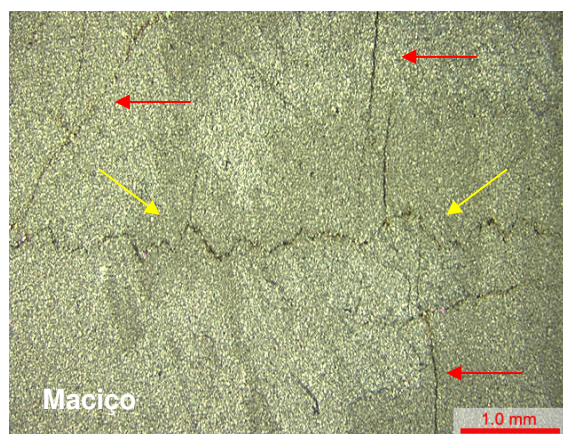
Os metadolomitos são compostos essencialmente por dolomita que apresenta granulação variando de fina a média (Fig. 78). Observa-se que no terço inferior do perfil, as amostras apresentam estruturas plano-paralelas incipientes e interrompidas. Estas laminações são caracterizadas pela intercalação de níveis de diferentes granulações (Fig. 78)



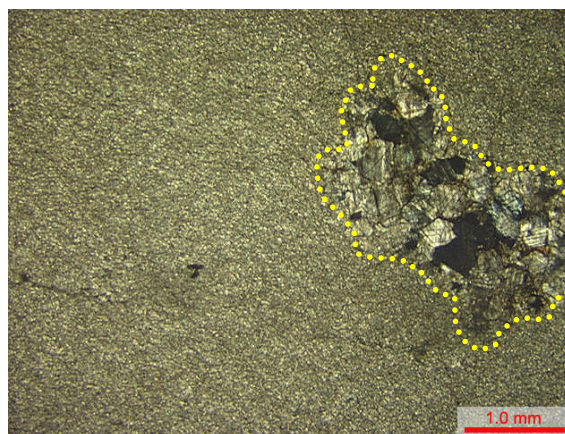
**Figura 78 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - amostra BAC 01**  
**diferenças na granulação da dolomita, que varia de fina (A) a média (B). Observam-se laminações**  
**interrompidas na base do perfil. (NX, 1,5x)**

No intervalo intermediário do perfil (BAC 03), a rocha tem aspecto maciço e com presença de *vugs*. Na petrografia foi observado que o metadolomito tem estrutura maciça e está intensamente fraturado, com presença de estilólitos, que parecem não obedecer a laminação incipiente (Fig. 79). Ocorrem, ainda, aglomerados de cristais de dolomita de granulação grossa, dispersos de forma caótica (Fig. 80).





**Figura 79 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - metadolomito com fraturas (setas vermelhas) e estilólitos (setas amarelas). (NX, 1, 5x).**



**Figura 80 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - metadolomito com aglomerados de dolomita de diferentes granulações. (NX, 1, 5x)**

No terço superior do perfil (BAC 04), onde estão as maiores taxas de dissolução (Fig. 81 A), observa-se em laminais delgadas, laminações plano-paralelas, contínuas e onduladas na parte superior com intensa dissolução, comumente acompanhando a direção destas laminações (Fig. 81 B).

Na porção superior do perfil (BAC 04), foram observados níveis com diferentes granulações, mais expressivos do que na base do perfil. Estes níveis apresentam contato abrupto. O nível onde a granulação da dolomita é grossa foi denominado de A e apresenta cristais sub-arredondados (Fig. 82). No nível B, a granulação da dolomita é fina, o contato entre os grãos é pontual e esses são arredondados (Fig. 82).

Analisando a porosidade nestes metadolomitos, percebe-se que no nível A, onde a dolomita é grossa, a presença de poros é baixa e no nível B, com granulação fina, a porosidade é alta. Observa-se que na granulação grossa o processo de dolomitização é mais intenso e os cristais são anédricos.

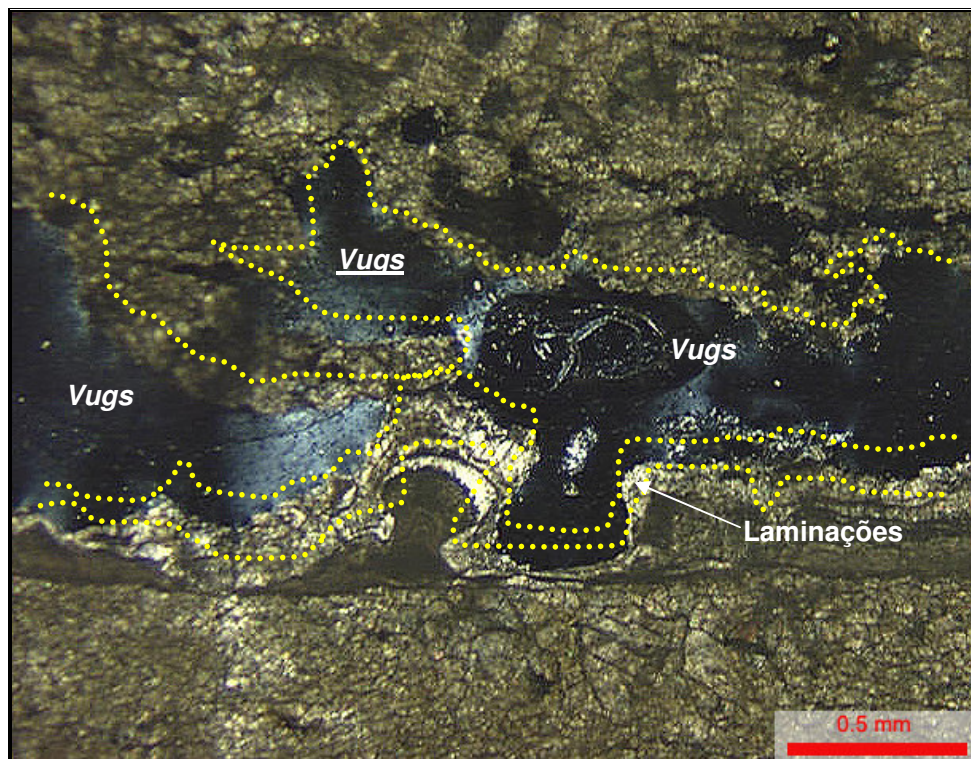


Figura 81 - Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava – fotomicrografia com as laminações plano-paralelas, contínuas e onduladas na parte superior com intensa dissolução (A), comumente acompanhando a direção destas laminações (B). (NX, 1,5x)

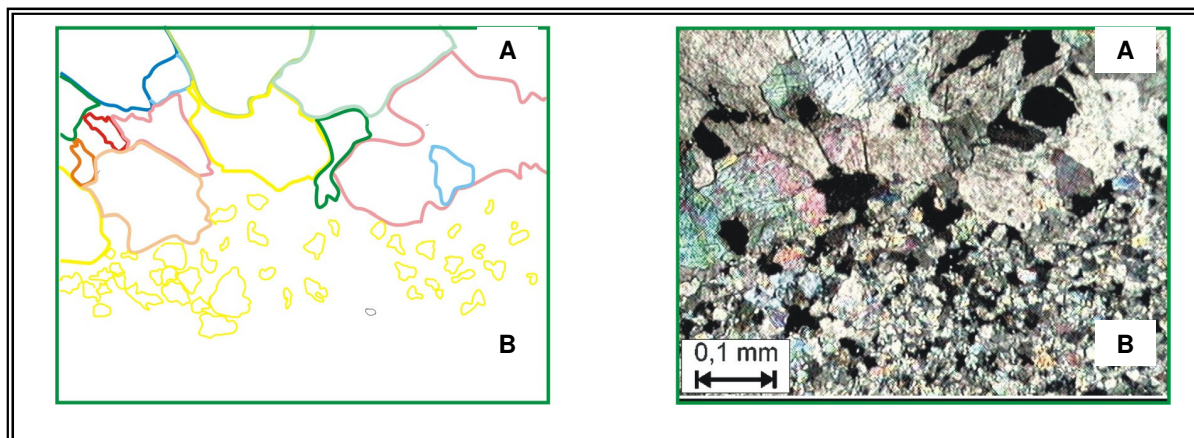


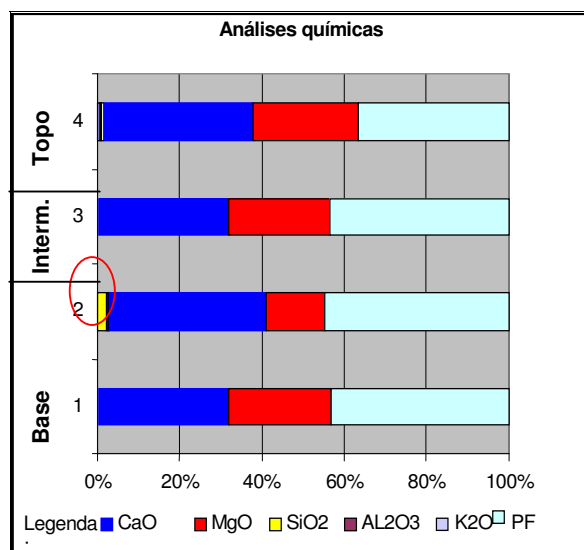
Figura 82 Fácies Metadolomito Microbial Trobolítico (Mmt), Gruta da Bacaetava - fotomicrografia da amostra BAC 04, interpretada ao lado esquerdo, mostrando o metadolomito com intercalação de níveis com granulação grossa (A) e fina (B). (NX, 1, 5x)

### 7.3.2 Caracterização química e mineralógica da Gruta de Bacaetava

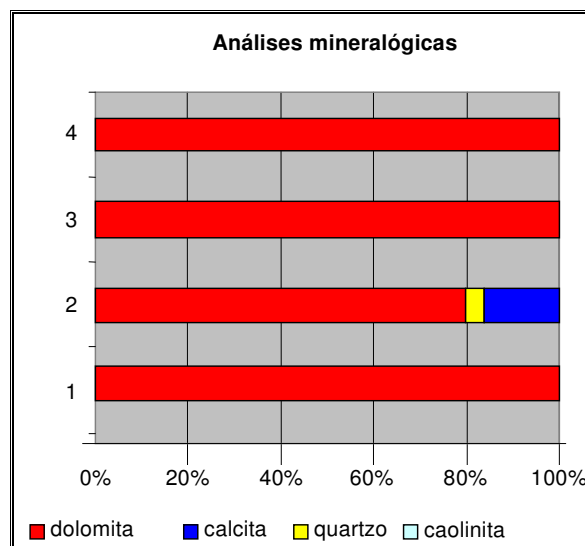
As análises químicas dos dez óxidos principais e traços apresentaram homogeneidade nos resultados ao longo do perfil. No trabalho utilizaram-se apenas os óxidos mais expressivos, sendo eles: CaO, MgO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O (Gráfico 01).

Nas análises mineralógicas também se observou similaridade composicional, sendo que o principal mineral encontrado é dolomita e subordinadamente ocorrem quartzo, calcita e muscovita (Gráfico 02).

**Gráfico 01** – Resultados químicos das amostras do perfil da Gruta de Bacaetava.



**Gráfico 02** – Resultados mineralógicos das amostras do perfil da Gruta de Bacaetava.



Na base do perfil, entre as profundidades 0 a 1,0 m, tem-se duas amostras BAC 01 e 02. A BAC 01, tem traços de SiO<sub>2</sub>, e 32% de CaO e 25% de MgO e composta exclusivamente por dolomita.

A amostra BAC 2, que está em contato com os intervalos da base e intermediário (pouco dissolvido), os valores de SiO<sub>2</sub> chegam a 2%. Nota-se a diminuição da dolomita para cerca de 80% e o aumento da calcita para 16% e aumento de quartzo para 4%, o que pode ser interpretado como contaminação da amostra, visto que no intervalo intermediário, havia grande quantidade de travertinos.

Na porção intermediária do perfil, entre as profundidades 1,0 a 2,3 m, com amostra BAC 03, tem-se uma similaridade com a base do perfil (BAC 01), onde, na química é observado traços de  $\text{SiO}_2$ , 32% de  $\text{CaO}$  e 25% de  $\text{MgO}$  e composto mineralogicamente por dolomita.

No terço superior do perfil, com profundidades entre 2,3 e 4,0 m, representada pela amostra BAC 04, tem-se novamente menos de 1% de  $\text{SiO}_2$ , e 30% de  $\text{CaO}$ , 20% de  $\text{MgO}$  e mineralogicamente composto por dolomita.

A partir das informações macroscópicas e dos dados geoquímicos, percebeu-se que a baixa dissolução no *set* intermediário é controlado pelas micro fácies do trombólito, caracterizado pela trama mineralógica, visto que o material é homogêneo química e mineralogicamente.

As informações químicas e mineralógicas da gruta, quando comparadas com os dados da pedreira na unidade SOLO 03, fácies Mmt, mostram similaridade, corroborando para a correlação entre a gruta e a pedreira.



## 7.4 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

### 7.4.1 Generalidades

Os dados dos isótopos estáveis foram usados neste trabalho como ferramenta auxiliar para a correlação de uma possível influência termal na formação da dolomita. Segundo Jacobsen & Kaufamn (1999) *citado por Sial et al* (2000), a variação dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , a preservação da assinatura isotópica original pode se dar mesmo em condições de elevado grau de recristalização. Significa dizer, que mesmo dolomitos e calcários recristalizados podem preservar sinais isotópicos originais. Os isótopos de oxigênio são mais sensíveis a pequenas variações do ambiente.

As razões isotópicas de O são usadas, normalmente, em conjunto com os isótopos de C, para a interpretação e identificação de ambientes diagenéticos e na determinação aproximada das temperaturas do ambientes, dentre outros (Tucker & Wright, 1990).

Os valores mais negativos de  $\delta^{18}\text{O}$ , ( $>-8.00$  ‰ PDB), por exemplo, geralmente indicam temperaturas mais altas do ambiente diagenético (ambiente de soterramento, por exemplo), embora possam indicar também interação de fluidos hidrotermais com os sedimentos (Rodrigues, 1995).

Se os isótopos de oxigênio e carbono tornam-se simultaneamente negativos, pode significar que o conjunto das rochas estudadas pode ter sofrido uma interação diagenética através de águas meteóricas, e conseqüentemente, um possível limite de seqüência (Rodrigues, 1995). A composição isotópica de oxigênio da dolomita reflete a temperatura de precipitação e a composição isotópica do fluido dolomitizante que substitui os cristais de calcita por dolomita (Rodrigues, 1995).

### 7.4.2 Análise isotópica

As análises isotópicas aqui apresentadas fazem parte de uma discussão sobre a validade do uso desta ferramenta para caracterizar a formação de dolomita

notadamente do Pré-Cambriano, uma vez que ainda residem muitas duvidas relativo à forma em que são interpretadas.

Análises mineralógicas através de difratometria de raios-X da Pedreira Solofiller, das unidades SOLO 01, 02, 03 e 04 e da Gruta de Bacaetava, *set* basal, intermediário e topo, indicaram paridade composicional, com predomínio de dolomita e subordinadamente calcita, quartzo e traços de caolinita e muscovita.

Para os dados da Pedreira Solofiler foram utilizados apenas o  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  da dolomita, devido a ausência da calcita nas amostras. Na Gruta de Bacaetava, para efeito de comparação, utilizaram-se os  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  da calcita e da dolomita.

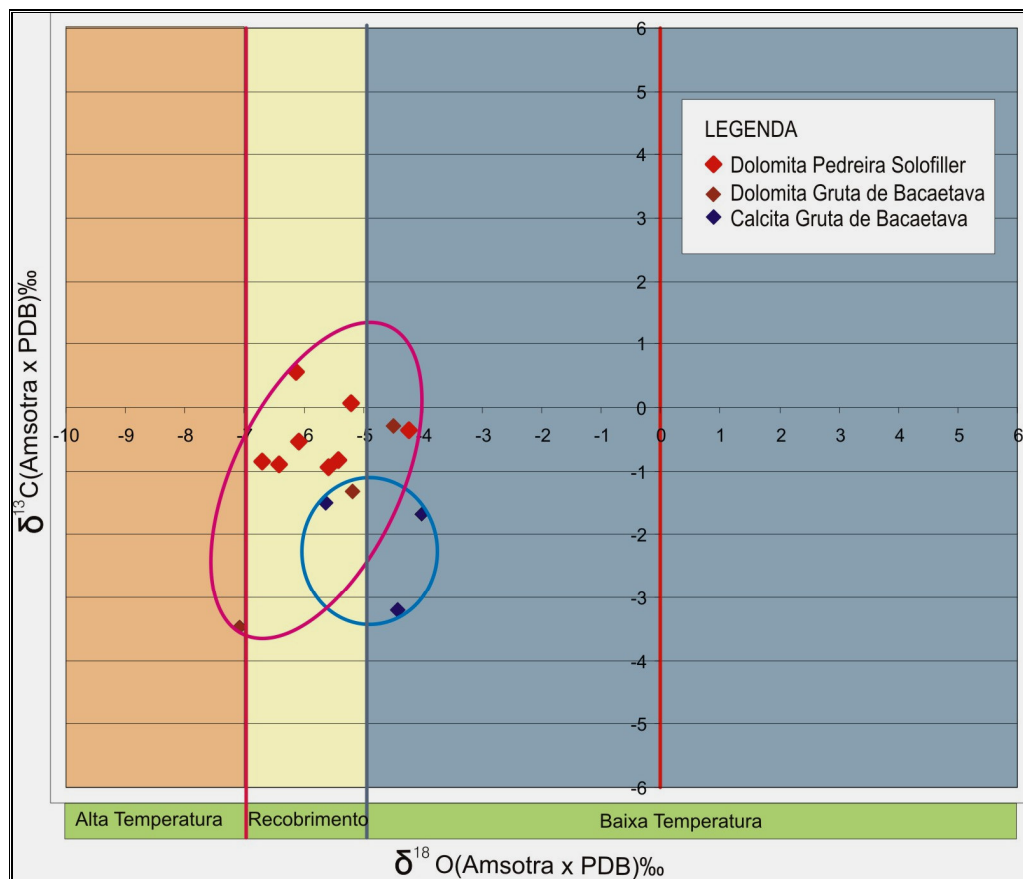
Em anexo encontra-se a tabela com os resultados das análises isotópicas.

No gráfico 03, são observados os dados da Pedreira Solofiler e da Gruta de Bacaetava, é perceptível que os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ , tanto para as calcitas, como para as dolomita estão entre os limites de  $-4$  e  $-7$ , e  $-3$  e  $1$  (Amostra X PDB)‰ respectivamente.

De acordo com o gráfico de Allan & Wiggins (1993), relativo à  $\delta^{18}\text{O}$  estas amostras estariam na zona de recobrimento, o que não caracteriza que tanto a dolomita como a calcita, tenha sido formadas em ambientes sob influência de águas aquecidas ou hidrotermais. A assinatura de  $\delta^{13}\text{C}$  se encontra situada entre  $1$  e  $-3$ , o que poderia indicar que os metadolomitos da seção estudada foram formados sob influência de águas meteóricas como mostrado nas assinaturas de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  da calcita, pois tanto o  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  estão situadas nas áreas típicas de influência de água doce (circulo azul).



**Gráfico 03** – Gráfico mostrando os pontos correspondentes às assinaturas isotópicas de ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) da dolomita e calcita das amostras da Pedreira Solofiller e da Gruta de Bacaetava. Gráfico de acordo com Allan & Wiggins (1993).



Os dados de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  da Gruta de Bacaetava, mostram que os resultados da calcita são mais negativos do que os da dolomita, sendo que o  $\delta^{18}\text{O}$  da calcita variam de -5.65 até -4.03 já os da  $\delta^{18}\text{O}$  da dolomita variam de -8.63 até -0.05 e os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  da calcita variam de -3.22 até 0.05 e os do  $\delta^{13}\text{C}$  da dolomita variam de -3.48 até 0.03. Indicando que provavelmente a formação da calcita e da dolomita tenha sido em épocas distintas.

A variação entre o range do  $\delta^{13}\text{C}$ , de -3,48 a 0,65, nas amostras da Pedreira e da Gruta de Bacaetava, indicam que houve influência diagenética de vários fluidos.

Quanto à dissolução, nesse caso, não foram percebidas grandes diferenças isotópicas nos níveis de maior e menor dissolução. Observa-se apenas um desvio

negativo pouco significativo, nas amostras de dolomita nas porções de maior dissolução.

Quanto a influência de fluidos termobáricos, não há indicativos, visto que as amostras não ultrapassaram o valor de  $\delta^{18}\text{O} -7$ , descartando assim, a evolução do carste a partir de águas termais. As informações isotópicas corroboram a tese que o carste da Gruta de Bacaetava foi formado por influências de águas meteóricas.

## 7.6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

- Muito embora a dissolução nos metadolomitos seja também determinada e guiada por fatores geomorfológicos e estruturais, neste estudo percebeu-se que a faciologia exerce um papel importante nas taxas de dissolução.
- A seção da Pedreira Solofiller foi dividida em 4 (quatro) unidades (SOLO 1, SOLO 2, SOLO 3 e SOLO 4) e em 6 fácies, assim definidas: metadolomito com estruturas biogênicas (Meb), metadolomito maciço (Mma), metadolomito com estromatólitos colunares (Mec), metadolomito maciço impuro (Mmi), metadolomito com estromatólitos bifurcados (Mbi) e metadolomitos microbial trombolítico (Mmt), definidos a partir das diferenças texturais, mineralógicas e químicas.
- O perfil de dissolução da Gruta de Bacaetava foi dividido em 3 intervalos, assim definido: basal, intermediário e topo, organizados a partir das diferentes taxas de dissolução.
- As diferentes taxas de dissolução dentro de uma mesma fácies são devidas as suas características, químicas, mineralógicas e principalmente texturais.
- Ao longo das unidades da Pedreira Solofiller, percebeu-se que na unidade SOLO 03, fácies Mmt, ocorrem à maioria das cavernas ou cavidades da região. Correlacionando o sumidouro do Rio Bacaetava, distante cerca de 500 m do perfil da pedreira, percebe-se que o teto da caverna tem características da fácies Mmi e estão sem indícios de dissolução. As rochas da gruta, semelhantes química e

mineralogicamente às da fácies Mmt, encontram-se dissolvidas. Então, usando-se o perfil da pedreira e estendendo para gruta, tem-se o seguinte controle: sem dissolução nas fácies Mmi, que limita a unidade SOLO 03, tanto na base (SOLO 02), quanto no topo (SOLO 04), e intensa dissolução na fácies Mmt.

- As análises em MEV, indicam diferentes taxas de porosidades nas fácies Mmi e Mmt, visto que nas fácies Mmi é pouca porosa e a fácies Mmt tem alta porosidade intergranular, colaborando para a intensa dissolução nesta fácies.
- A Gruta de Bacaetava se desenvolve na unidade SOLO 03, fácies Mmt do perfil da Pedreira Solofiller.
- Como explicaríamos os ressaltos e as diferentes taxas de dissolução dentro da Gruta de Bacaetava? Sendo o metadolomito microbial trombolítico uma fácies heterogênea, ora grumosa, ora maciça e ora laminada, teríamos então, micro fácies que estariam controlando a dissolução. Seria um controle de trama mineralógica, devido ao arranjo da dolomita, quanto maior a granulação dos cristais menor dissolução e menor granulação, maior dissolução.
- No estudo percebeu-se que as características químicas e mineralógicas influenciam pouco na dissolução, sendo o principal controle a trama mineralógica.
- A partir das informações macroscópicas e dos dados geoquímicos, percebeu-se que a baixa dissolução no *set* intermediário é controlado pelas micro fácies do metadolomito microbial trombolítico (trama mineralógica).
- Os dados isotópicos demonstram que a dissolução na Gruta de Bacaetava, não tem influência de fluidos termobáricos, corroborando a tese de que o carste da Gruta de Bacaetava foi formado por influências de águas meteóricas.

## 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

### 8.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A inter-relação dos controles geomorfológicos, estruturais e faciológicos são os definidores da formação do carste da Gruta de Bacaetava. Dentro destes controles, há variáveis que favorecem a dissolução.

Entre as variáveis geomorfológicas, tem-se o controle altimétrico, onde as cavernas da Região de Bacaetava estão todas concentradas nas cotas entre 800 e 900 metros. Outra variável é que as drenagens de 1ª ordem formam sumidouros e/ou dolinas, enquanto o Rio de Bacaetava, de 2ª ordem, com direção aproximada leste – oeste, é responsável pela abertura e ampliação da gruta. Por sua vez, o sistema hidrográfico do Rio Bacaetava é coletado pelo Rio Capivari (3ª ordem), na cota de 750 metros.

A tectônica mostrou-se importante controle da dissolução para a Gruta de Bacaetava, onde as principais direções estruturais da região de Morro Grande são predominantemente N20-30E, N30-50W e EW. Estas direções estão diretamente relacionadas à evolução dos sistemas cársticos da Gruta de Bacaetava, pois as direções das fraturas EW são as mesmas do acamamento e da abertura da caverna, onde há um predomínio horizontal da dissolução. As fraturas abertas de direção N20-30E estão relacionadas às fendas de dissolução, onde há predomínio vertical da dissolução e fazem a ligação entre os salões da gruta. As fraturas fechadas N30-50W, são as fraturas responsáveis pela ornamentação da Gruta de Bacaetava. De acordo com as características estruturais observadas nas 3 escalas trabalhadas (regional, mesoscópica e macroscópica), observou-se que na área da Bacaetava, as direções principais e definidoras da dissolução são as direções NE e EW.

Na faciologia, tem-se que a seqüência deposicional possui aproximadamente 90,0 m de espessura, sendo constituída principalmente por metadolomitos. A seção foi dividida em quatro unidades que englobam diferentes *fácies*. Resultados isotópicos obtidos de  $^{18}\text{O}$  (-7.07 até -4.03) e de  $^{13}\text{C}$  (-3.48 até -

0.3) no  $\text{CO}_3$  de dolomita e calcitas, indicam diagênese influenciada por águas meteóricas. Verificou-se que as unidades 2 e 4 por incorporarem *fácies* metadolomito maciço impuro (Mmi), com baixa permeabilidade, apresentam pouca ou nenhuma dissolução. Por outro lado, a unidade 1, por estar situada abaixo do nível de dissolução local, também não apresenta dissolução. Por fim, a unidade 3, representada pela *fácies* trombólito é a que apresenta as maiores taxas de dissolução, devido à sua textura característica (trombólito), favorecida também, pela variação da granulação da dolomita. Por consequência, é a *fácies* onde ocorrem as maiores cavidades na área.



## 8.2 RECOMENDAÇÕES

Visto a importância do assunto na atualidade, tanto para órgãos ambientais, mineradoras e empresas de petróleo, recomenda-se o estudo sistemático sobre o carste, enfocando em conjunto os controles geomorfológicos, estruturais e faciográficos, aplicado em outras áreas carbonáticas para assim confirmar o modelo.

Recomenda-se estudo sistemático com enfoque semelhante deste trabalho na Bacia Alto Iguaçu, e estudos detalhados das bacias hidrográficas e sua relação com os controles estruturais.

Nos afloramentos na área estudada foram encontrados elementos bio-construtores nos carbonatos Pré-Cambriano. Recomenda-se estudo sistematizado sobre os microbialitos e estromatólitos destes carbonatos.

Recomenda-se o entendimento da porosidade/fraturas em carbonatos em regiões intensamente deformadas.

Visto a pouca quantidade de referências sobre dados isotópicos dos carbonatos no Pré-Cambriano, recomenda-se estudos geoquímicos detalhados para a definição da razão  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para a época.

Recomenda-se o uso do perfil faciográfico levantado na Pedreira Solofiller como *área escola*, por apresentar elementos típicos de plataformas carbonáticas, deformação e dissolução.

E por fim, recomenda-se o uso do conhecimento e da sistemática adquiridos neste trabalho, para áreas carbonáticas análogas propensas a dissolução.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB´SÁBER, A. N. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro – considerações finais e conclusões.

**Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 19, p. 51-69, 1998.

AB´SÁBER, A. N., BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 4/5, p. 94-110, 1961.

ALLAN, J. R., WIGGINS, W. D. Dolomite Reservoirs. In: Continuing Education Series. **American Association of Petroleum Geology**, v. 36, 129p, 1993.

ALMEIDA, F. F. M. *Collenia Itapevensis* - Um fóssil Precambriano no Estado de São Paulo. **Boletim de Geologia**, n. 45, Faculdade de Filosofia e Ciências. Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, v. 1, p. 29-106, 1944.

ALMEIDA, F. F. M. As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 4, p.15-26, 1955.

AULER, A. S., FARRANT, A. R. A brief introduction to karst and caves in Brazil. **Proceedings of University of Bristol Speleological Society**, v. 20, n. 3, p.187-200, 1996.

BAHNIUK, A. M. et al. Controles Faciológicos na Carstificação de Rochas Carbonáticas do Grupo Açungui na Região Metropolitana de Curitiba. In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju. 2006. **Anais de 43º Congresso de Geologia**, Aracaju: SBG/Núcleo Nordeste, 2006.

BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**, Florianópolis: UFSC, v. 1-2, 1994. 200 p.

BIGARELLA, J. J., SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui, V – Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (PR). **Boletim Paulista de Geociências**, São Paulo, v. 6-7, p. 317-322, 1956.

CONTRIBUIÇÃO à geologia da Região Sul da Série Açungui (PR). **Boletim Paulista de Geociências**, São Paulo, v. 29, p. 3-19, 1958.

BONACIM, E. A. **Dinâmica do sistema hidrogeológico Cárstico na área de Tranqueira** – Região Metropolitana de Curitiba. Curitiba, 1996. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 1996.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1980. 188 p.

CORDANI, U. G., BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 3, p.78-88, 1982.

CRISPIM, J. A. **Morfologia cárstica do Algarve**. Lisboa, 1982. 172 p. Monografia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 1982.

*COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA – COMEC: Foto aérea na escala 1:25. 000. Curitiba (PR), 1980.*

*COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA – COMEC: Foto aérea na escala 1:60. 000. Curitiba (PR), 1996.*

DAVIS, W. E., LEGRAND, H. E. **Karst of the United States**. p. 467–505, 1972.

DEMICCO, R. V., HARDIE, L. A. *Sedimentary structures early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. **Atlas Series**, Tulsa, SEPM, p. 1-265, 1994.

DREW, D. **Karst Processes and Landforms** (Aspects of Geography). London: Macmillan Education, p. 5-63, 1985.

FAIRCHILD, T. R. New stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, eastern Paraná, Brazil, and their potential stratigraphic use. **Boletim do Instituto de Geociências/USP**, São Paulo, v. 13, p. 43-50, 1982.

FIORI, A. P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo, 1990. 216 p. Ilustrada. Tese de livre docência - Instituto de Geologia/Universidade de São Paulo, 1990.

FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR, São Paulo. **Série Científica** in: Boletim Instituto de Geologia/USP, n. 23, p. 55-74, 1992.

FIORI, A. P., GASPAR, L. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. **Série Científica** in: Boletim Instituto de Geologia/Universidade de São Paulo, São Paulo, n. 24, p. 1-19, 1993.

FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application**. Berlin: Springer, 2004. 976 p.

FORD D. & WILLIAMS P. **Karst geomorphology and hidrology**. New York: Chapman & Hall, 1989, 601 p.

FUCK, R. A. **Geologia do Maciço Alcalino de Tunas, Paraná, Brasil**. São Paulo, 1972. 82 p. Tese de Doutorado - Instituto Geologia/Universidade São Paulo, 1972.

GALOPIM DE CARVALHO, A. M. **Geologia – Morfogénese e Sedimentogénese**. Lisboa: Universidade Aberta, 1996. 189 p.

GOOGLE EARTH 2006. Citação de documentos eletrônicos. Disponível em: <<http://www.earthgoogle.com>>. Acesso em: 10 de maio de 2006.

GUERRA A.J. & CUNHA S.B. **Geomorfologia – Uma atualização de bases e conceitos**. São Paulo: Bertrand Brasil S.A., 1994. 458 p.

HASUI, Y., HENNIES, W. T., WANUCH, W. Idades K-Ar do Pré-Cambriano da região centro norte do Brasil. **Boletim do Instituto de Geologia**, Universidade de São Paulo, São Paulo, n. 6, p. 77-83, 1975.

HEILBRON, M., VALERIANO, C. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. In: Simpósio Geologia Sudeste, 6, São Pedro. 1999. **Boletim de Resumos**, São Pedro, SBG/Núcleo Sudeste, p. 6. 1999.

HINDI, E. C. **Caracterização hidroquímica e hidrogeológica das fontes cársticas das bacias dos rios Tumiri, Água Comprida, Fervida e das Onças**. Paraná. 120 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Paraná, 1999.

JUSHACKS, L. 2006. **Fácies, estruturas biogênicas e modelos deposicionais dos Metadolomitos da Formação Capiu – Grupo Açungui, Neoproterozoico do Paraná**. 100p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná)

KARMANN I. & SÁNCHEZ L.E. 1979. Distribuição das Rochas Carbonáticas e Províncias Espeleológicas do Brasil. *Espeleo-Tema*, **13**: 105-167.

KARMANN I. 1994. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. São Paulo. 228 p. (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).

KING L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, **18**: 147-265.

LLADÓ N.L. 1970. Fundamentos de hidrogeologia carstica (introducción a la geoespeleologia). Madrid, Ed. Blume, 269 p.

LISBOA A.A. 1997. **Proposta de metodologia para a avaliação hidrogeológica do Aquífero Carste**. Paraná. 100 p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná).



MAACK R. 1947. Breves Notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Paraná. **Arquivo do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas**. v. 2, p. 63-154.

MAACK R. 1968. Geografia física do Estado do Paraná. Curitiba, Max Roesner, 350 p.

MARINI O.J. & BIGARELLA J.J. 1967. **O Grupo Açungui no Estado do Paraná**. In: BIGARELLA J.J.; SALAMUNI R. & PINTO J. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense Geociências**. p. 23-25, 43-104, 157-181, 307-324.

MARTINS A.F. 1949. *Maciço Calcário Estremenho – Contribuição para um estudo de geografia física*. Coimbra. 248 p.

MATSUDA, N. S. & DA SILVA, J. T., 2006. Metodologia aplicada na preparação de dolomita para análises isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ). **Petrobras, relatório interno**. 21p.

MINEROPAR S. A. 2005. *Mapa geológico do Estado do Paraná*. Curitiba, Escala 1: 250.000. Curitiba-PR.

MIRANDA E.E.DE & COUTINHO A.C. (Coordenadores). 2004. Citação de documentos eletrônicos. Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <<http://www.cdbrazil.cnpm.embrapa.br>>. **Acesso em: 10 de maio de 2006**.

MYRROW, P.M., TICE, L. A., & RIPPERDAN, R. L., 2004. Flat pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. **Sedimentology** 51: 973 – 996.

MIZUSAKI A.M.P. & THOMAZ FILHO A. 2004. O Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto V. & Bartorelli A.; Carneiro C.D.R. & Brito-Neves B.B.

*Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 281-291.

NADAL C.A.; RATTON E. & ROSA FILHO E.F. 1995. Monitoramento de subsidências do terreno, devido à exploração de aquífero cárstico. In: **XI ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS**, Curitiba, 1995. *Anais...* Curitiba, ABAS. p. 83-90.

OLIVEIRA E.P. 1927. **Geologia dos recursos minerais do Estado do Paraná. Serviço Geológico de Mineração. Monografia. 6**: 172 p.

OLIVEIRA E.P. & LEONARDOS O.H. 1943. Geologia do Brasil. **Ministério da Agricultura e Serviço Didático**. Rio de Janeiro. **2**: 782 p.

OLLIER C.D. 1981. *Tectonics and landforms. Geomorphology Texts*. p. 57-161.

PERYT, M., PETER A. & SCHOLLE (1996) Regional setting and role of meteoric water in dolomite formation and diagenesis in an evaporite basin: studies in the Zechstein (Permian) deposits of Poland. ***Sedimentology*** 43 (6), 1005–1023.

PILÓ L.B. 2000. **Geomorfologia Cárstica da Depressão Poligonal Macacos-Bau, Mg**. São Paulo. 110 p. (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).

REBELO A.M.A.; BAHNIUK A.M.; REIS NETO J.M. & TALVIK S.E. 2006. *Carstificação de Rochas Carbonáticas do Grupo Açungui e Ciclos Erosivos na Região Metropolitana de Curitiba*. In: **43º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, Aracaju, 2006, SBG.

REBELO A.M.A.; BAHNIUK A.M.; REIS NETO J.M. & TALVIK S.E. 2006. Controles Morfoestruturais da Carstificação de Rochas Carbonáticas do Grupo Açungui na Região Metropolitana de Curitiba. In: **43º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, Aracaju, 2006, SBG.

REBELO A.M.A.; NASCIMENTO, E.R., BAHNIUK A.M.; REIS NETO J.M. & TALVIK S.E. 2006. *Sistema Cársticos Carbonáticos do Grupo Açungui e Superfícies de Erosão na Região Leste do Estado do Paraná, Brasil*. Submetido ao Boletim Paranaense de Geociências (em andamento).

READ, J.F., 1985. *Carbonate platform facies models*. **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 69(1): p. 1-21.

RIFFEL S.B. 2005. **Curva Hipsométrica no Mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. Curitiba. 76 p. (Dissertação de Mestrado da Universidade Federal do Paraná).

RODRIGUES, R., 1995. *Anotações de aulas*. 2p.

SÁNCHEZ L.E. 1984. Mineração ou preservação no Alto Vale do Ribeira/SP. *Ciência da Terra*, v.10, p. 26-29.

SIAL A.N.; FERREIRA V.P.; DE ALMEIDA A.R.; ROMANO A.W.; PARENTE C.V.; DACOSTA M.L. & SANTOS V.H. 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. **Anais da Academia Brasileira Ciências**, v. 4, **72**: 539-558.

SOARES P.C.; FIORI A.P. & CARVALHO S.G. 1990. Tectônica Colisional Obliqua entre o Bloco Paraná e a Margem Sul do Cráton São Francisco, no Maciço de Guaxupé. Salvador. In: **CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA**, *Anais...* Salvador 36, v. 5, p. 2723-2734.

SOARES P.C.; SOARES A.P. & FIORI A.P. 2002. Raciocínio probabilístico aplicado à suscetibilidade de escorregamentos em estudo de caso em Campo Largo, Paraná, Brasil. Curitiba, v. 51, p. 59-76 (**Boletim Paranaense de Geociências**).

SPADINI A.R. & MARÇAL R.A. 2005. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. Rio de Janeiro, v. 13, **1**: 129-138. (**Boletim Geociências Petrobrás**).

SUGUIO k. 1999. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: (passado+presente=futuro?)*. 1 ed. São Paulo. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 366 p.

SWEETING M.M. 1972. ***Karst Landforms***. The Macmillan Press Ltd. London. 362 p.

TEIXEIRA W.; TOLEDO M.C.M.; FAIRCHILD T.R. & TAIOLI F. 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo. Ed. Oficina de textos, 558 p.

TERRA, G.J.S. 1990. **Fácies, modelo deposicional e diagênese da seqüência carbonática Albo-Cenomaniana (Formação Ponta do mel) da Bacia Potiguar**. 153p. (Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – RJ).

THORNBURY W.D. 1969. ***Principles of Geomorphology***. New York. 2 ed. John Wiley & Sons, 594 p.

TOMÉ R. 1996. Morfologia Cársica no Concelho de Loulé – Abordagem preliminar. **Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé. 5: 217–239.**

TUCKER, M. & WRIGHT V.P., 1990. ***Carbonate sedimentology***. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 479 p.

XAVIER NETO P. & PESSOA O.C. 2006. A importância do *Karst* Jandaíra (*Bacia Potiguar*) no estudo de *plays* de *paleokarst*. 134 p. (**Boletim do 7º. Simpósio do Cretáceo do Brasil**).

**ANEXO**  
**RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DA PEDREIRA SOLOFILLER**

Amostras	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	K <sub>2</sub> O (%)	MnO (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)
0,8	N.Q.<LL	N.Q.<LL	0,3	0,01<LL	30,77	18,33	0,02	N.Q.<LL	0,009	0,012
1,0	N.Q.<LL	N.Q.<LL	0,27	0,01<LL	30,22	17,11	0,02	N.Q.<LL	0,01	0,005<LL
1,5	N.Q.<LL	N.Q.<LL	0,33	0,01<LL	30,57	18,36	0,02	N.Q.<LL	0,013	0,008
6,0	N.Q.<LL	N.Q.<LL	0,32	0,01<LL	31,14	24,14>UL	0,03	N.Q.<LL	0,018	0,007<LL
8,0	0,02<LL	N.Q.<LL	0,34	0,01<LL	31,45	23,61>UL	0,03	N.Q.<LL	0,019	0,056
14,0	0,15<LL	0,02<LL	0,29	0,01<LL	31	23,85>UL	0,03	0,02<LL	0,016	0,01
21,5	0,10<LL	0,03<LL	0,4	0,01<LL	31,29	24,41>UL	0,03	N.Q.<LL	0,052	0,032
23,0	0,07<LL	N.Q.<LL	0,59	0,01<LL	31,04	23,66>UL	0,03	N.Q.<LL	0,066	0,002<LL
32,0	3,47	0,19<LL	0,28	0,02<LL	29,99	19,48	0,02	0,12	0,008	0,043
33,0	6,05	1,26	0,45	0,08	28,23	22,17>UL	0,02	0,72	0,022	0,109
35,0	11,42	2,78	1,34	0,21	21,66	14,1	0,04	1,98	0,019	0,362
37,5	0,32<LL	0,04<LL	0,35	0,02<LL	29,62	16,19	0,02		0,012	0,076
47,0	1,16	0,27	0,44	0,03<LL	30,36	22,96>UL	0,02	0,29	0,02	0,15
49,6	2,28	0,05<LL	0,33	0,02<LL	30,52	23,25>UL	0,03	0,27	0,01	0,107
56,5	2,03	0,1<LL	0,44	0,03<LL	30,63	23,4<UL	0,03	0,27	0,028	0,116
79,0	2,66	0,06<LL	0,29	0,02<LL	30,93	24,91<UL	0,03	N.Q.<LL	0,007	0,003<LL
83,0	1,31	0,05<LL	0,23	0,02<LL	30,23	19,77	0,02	0,07	0,003<LL	0,002<LL

**Legenda:**

L.I.D. = Abaixo do limite de detecção  
 <LL = Abaixo do limite inferior da curva  
 >UL = Acima do limite superior da curva



**ANEXO**  
**RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DA GRUTA DE BACAETAVA**

Amostra	Preparação	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	pastilha	NQ	NQ	0,31	0,01	31,45	24,86	0,03	NQ	0,016	0,041
2	pastilha	1,98	0,33	0,44	NQ	37,98	14,13	NQ	NQ	NQ	0,22
3	pastilha	NQ	NQ	0,40	0,01	31,47	24,49	0,03	NQ	0,034	0,027
4	pérولا	0,72	0,23	0,2	0,01	30,7	21,37	0,01	0,01	0,03	0,02

Ba	S	Sr	PF
274	89	223	42,8
NQ	NQ	NQ	44,61
274	86	258	43,18
NQ	NQ	NQ	30,7

**Legenda:**

L.I.D. = Abaixo do limite de detecção

&lt;LL = Abaixo do limite inferior da curva

&gt;UL = Acima do limite superior da curva

**ANEXO**  
**RESULTADOS DAS ANALISES ISOTÓPICAS**  
**GRUTA DE BACAETAVA E DA PEDREIRA SOLOFILLER**

[illegible]

